火　山

第 2 集

第 5 巻　第 2 号

昭和 35 年 11 月

論　説

日 本 火 山 学 会

(東京大学地震研究所内)

日本火山学会会則

1. 本会は日本火山学会と称する.
2. 本会は火山学及びこれに関連する学問の進歩のため随時次の事業を行なう.
   イ) 研究発表及び討論会の開催.
   ロ) 会誌"火山"の発行.
   ハ) その他.
3. 本会に次の役員をおく.
   委員長 1名
   委 員 30名以内(委員長を含む)
   幹 事 若干名
   委員は会員の互選により, 委員長は委員の互選により選出され, 幹事は委員長が委嘱する.
   役員の任期は2年とし, 隔年3月に改選する. 再選をさまたげない.
4. 委員長は本会を代表し, 委員は会の運営に当る. 幹事は会の事務を分担する.
5. 総会は委員長が召集し, 少なくとも年1回開催する. 総会の成立は普通会員 1/8 以上の出席を要する.
6. 会員は名誉会員, 普通会員および賛助会員とし, 会費は普通会員は年 500円, 賛助会員は年1口 5000円以上とする.

附 則

1. 本会の事務所は東京大学地震研究所内におく.
2. 委員の選挙は普通会員による30名連記の通信選挙により, 地球物理関係, 地質関係, 地球化学関係の各部門間に適正に配分されるように考慮して行なわれる.
3. 会計年度は4月1日に始つて3月末日に終る.
4. 会則の変更は総会の議決による.

お 願 い

1. 昭和33年5月の総会で承認されました会員再登録を実施しておりますが, 本会に関心を持たれる会員でまだ再登録カード未提出の方は事務所宛お送り下さい.
   再登録されない方は会員の事務的取扱いを停止されますから至急手続をお取り下さい.
2. 寄稿論文の図版が不完全の方が多いのですが, そのまま印刷できるようにしてお出し下さい.



故名誉会員　中 村 清 二 博 士　(1869～1960)

中村清二先生を悼む

いつもお元気で，学士院の例会はもとより，物理学や地球物理学の学会の年会によく御出席下さつていた中村先生は，ついに昭和 35 年7月 18 日にお逝去になつた。私達は，中村清二先生にお目にかかつたり，お名前を拝見するごとに必ず伊豆大島を思い出さずにはいられない．それほど，中村先生と伊豆大島あるいは三原火山とは切つても切れない密接な関係にあられた．

もちろん，中村先生の御本職は結晶物理学や光学等の純粋実験物理学の分野であつて，その方面の研究と教育とにいく多の貴重な貢献をなさつて来たのであるが，それでも私達には中村先生というと真先に伊豆大島が思い浮ぶ．先生は三原火山や伊豆大島全体にいつも非常な愛着をもつておられた。現在の元町の南はずれにあつた先生の別荘はもう大部前に町の図書館として寄附されてしまつて，御老齢の先生は大島にいらつしやることはなかつたが，それでも伊豆大島のこととなると御人柄から静かな態度ではあつたが異常なほどの熱情を示されるのが常であつた．

先生御自身が三原火山の物理学的研究に非常な熱意を示され，特に大正噴火を契機として，それ以後も三原火山の研究を継続されて，近代的な火山物理学の基を開かれたのであるが，大学を停年でお退きになつた後も，後輩学徒の手による火山物理学の建設には学問上にも，また研究費調達の上にも大変な骨折をいただいた．三原火山と浅間火山の地球物理学的研究の現在は全く先生のお骨折によつて礎が築かれたといえる．この意味で，中村先生は実験物理学の先達であられたと同時に，わが国の火山物理学の育ての親でもあつた．

おなくなりになる少し前まで，

『長生きして，どんどん新しい科学の成果が出てくるのを聴くのは楽しいですネ．もつと長生きして，これから先どんな発見が出てくるかを見ていたい』という意味のことをしばしばおつしやつていた．そして，心から嬉しそうに私達後輩学徒のささやかな研究成果に耳を傾けて下さつた．

先生の御逝去によつて，私達は偉大な，しかし，何でもきいて下さる祖父を失つてしまつた．これからはどんな研究成果が出てきても先生のお墓に御報告するしか仕方ない．

(永　田　　武)

中村清二先生略歴

明治 2 年 9 月 24 日	福井県鯖江町に生れる
明治 25 年 7 月 10 日	理科大学物理学科卒業
明治 28 年 12 月 3 日	第一高等学校教授
明治 33 年 4 月 20 日	東京帝国大学・理科大学助教授
明治 36 年 2 月 23 日	独国へ留学
明治 39 年 7 月 3 日	帰朝
明治 40 年 5 月 5 日	理学博士
明治 44 年 11 月 28 日	東京帝国大学・理科大学教授
大正 14 年 6 月 27 日	帝国学士院会員
昭和 5 年 6 月 2 日	東京帝国大学名誉教授
昭和 28 年 11 月 9 日	文化功労者

第2集 第5巻　火　山　第2号

昭和 35 年 11 月

論　説

雲仙火山地域熔岩の化学的研究

九州工業大学地質学研究室　山　本　敬

(昭和 33 年 10 月7日講演，昭和 35 年5月 27 日受理)

Chemical Studies of the Volcanic Rocks of Unzen District.

Takashi YAMAMOTO

Geological Department, Kyusyu Institute of Technology

The basement rocks are of Paleogene as well as Neogene beds which are found in the southern half of Shimabara peninsula. Volcanic activity has begun in Pliocene epoch in the form of mesa or aspite of basalt and pyroxene andesite, both of which are seen only in the southern part of the peninsula.

The main activities were played from Pleistocene to recent, having formed many tholoid type volcanoes —Volcano Unzen— in the northern part of the peninsula.

Volcano Unzen is entirely made of hornblende andesite, which belongs to the hypersthenic rock series, and often includes many hornblende dolerite xenolith.

The chemical analyses show that the lavas are in general rich in MgO, Na_2O and K_2O and poor in CaO and total ($FeO+Fe_2O_3$). The diagrams MgO-($FeO+Fe_2O_3$)-(Na_2O+K_2O) and norm An-Ab-Or are discussed.

The hornblende lavas from Volcano Unzen were probably influenced by the assimilation of the acidic hornblende magma and the basic lava.

§1. ま え が き

雲仙火山は大山火山帯の西端部に位置し，岩石は主として角閃石安山岩類より構成されるがその熔岩中に多量の捕獲岩を含有することは著しい特徴である.

雲仙火山の研究はこれまで駒田亥久雄，本間不二男，大森房吉，その他数人の研究者[1~6]によつてなされているが，筆者は 1957 年および 1958 年に主として岩漿の混成，同化作用にかんする研究目的のために，雲仙火山熔岩を採集し，その顕微鏡的性質ならびに化学的性質を検討した.

本論文では主としてその化学的特性について述べることとする.

本稿を草するに当り草稿を親しく御校閲頂いた松本唯一博士に深謝する.

§ 2. 岩　　石

雲仙火山の活動の時期は，これまでの研究資料によれば第三紀鮮新世後期ないし第四紀更新世初期にはじまり，有史時代まで継続されたもので，有史以後も活動の記録が知られている.

本火山の基盤岩をなすものとして，島原半島南部の口ノ津町，加津佐町および大江町周辺に中新世および鮮新世時代の第三紀層が露出している.

雲仙火山の活動は，島原半島南部口ノ津町附近に前述の基盤岩たる第三紀層を貫く玄武岩の噴出をもつてはじまり，ついで彦山をつくる輝石安山岩の噴出を経て，最後に雲仙火山の主体を構成する旺盛かつ多量の角閃石安山岩類の噴出によつて終つている.

それらのうち，雲仙岳を中心とする雲仙岳火山群における熔岩噴出の順序は大体次の如くである.

1)　紫蘇輝石含有角閃石安山岩　(絹笠山，猿葉山)

2)　普通輝石含有角閃石安山岩　(九千部山，鳥甲山)

3)　かんらん石含有黒雲母—角閃石安山岩　(普賢岳，野岳，妙見岳)

4)　黒雲母—角閃石—石英安山岩　(眉山)

5)　黒雲母—角閃石安山岩　(焼山)

これら雲仙岳火山群の熔岩類は相互にきわめて類似した性質を示すが，雲仙火山全体としてみた場合，熔岩の性質は塩基性から中性を経て酸性へと比較的単純な成分変化を示している.

これらを久野久の鉄・苦土珪酸塩鉱物によつて分類すると，その岩型は III_d，IV_b，V_d，VI_e，VII_d，VIII_d，VII_e および VIII_e であつて，ほとんど紫蘇輝石質岩系に属するものである.

雲仙岳熔岩の構成鉱物からみた特徴は斜長石 (3〜5 mm) および角閃石 (2〜6 mm) の大晶を多量含有することである.

次に著しい逆累帯構造を示す斜長石斑晶が古焼熔岩その他にしばしば含有されることも見のがすことのできない事実である. また本熔岩類がかなり酸性の岩石なるにかかわらず，その多くの熔岩中にかんらん石がしばしば含有されること，および次に述べるような捕獲岩および捕獲結晶に富むことも雲仙岳熔岩における重要な特徴である.

捕　獲　岩

すでに述べたように雲仙火山熔岩類のなかには普遍的に多量の捕獲岩を含有する.

捕獲岩の種類は，口ノ津町菖蒲田附近に露出する角閃石玢岩中に少量の両雲母花崗岩質捕獲岩を含有する以外，雲仙岳火山群を構成する多くの角閃石安山岩中にみられるものはほとんど

が含輝石一角閃石粗粒玄武岩質の岩石である．これらはいずれも他源の捕獲岩と考えられる．これらの化学組成は第1表の No. 18, 19 および 20 に示した．

捕獲結晶

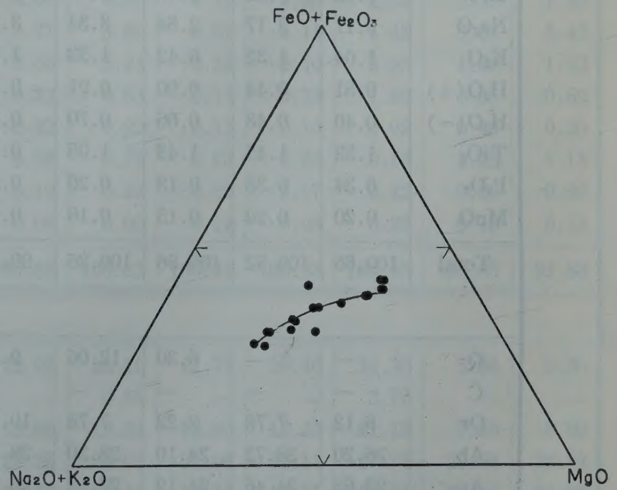
捕獲結晶としては融蝕された石英および斜長石が含有される．

§ 3. 熔岩の化学的性質

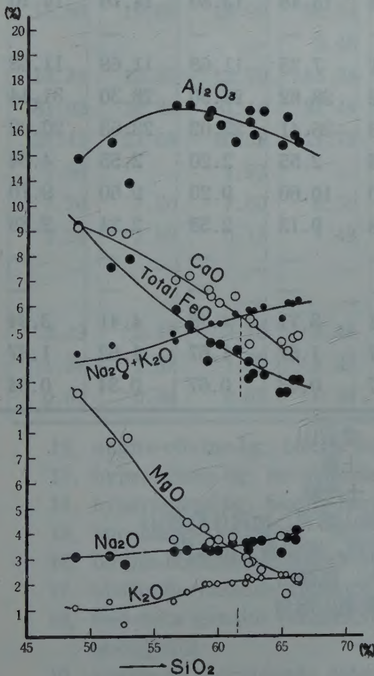
雲仙火山熔岩類の総化学成分およびノルムを第1表に，成分変化曲線を第1図に示す．

図表からわかる通り，本熔岩類の化学的特性は次の如くである．すなわち，SiO_2 の範囲は 48.81% より 66.11% にわたつているが，そのうち 59～65% の範囲のものが最も卓越する．

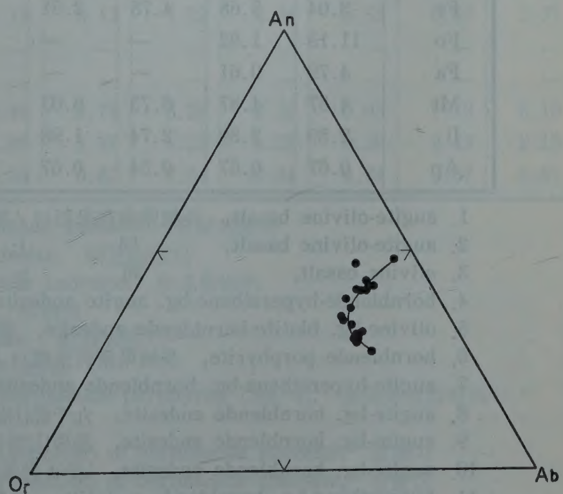
主化学成分のなかでは CaO および total FeO* に比較的乏しく，



第2図 MgO-(FeO+Fe_2O_3)-(Na_2O+K_2O) 三角図



第1図 成分変化曲線



第3図 An-Ab-Or 三角図

* Fe_2O_3 は FeO に換算したもの

第1表 雲仙火山地域熔岩

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
岩石型	IVb	IVb	IIId	VIe	VId	VIIId	VId	IXd	Vd
SiO_2	48.81	51.42	52.79	56.50	57.59	59.07	59.33	59.98	61.19
Al_2O_3	14.94	15.55	13.97	17.02	17.05	16.59	16.82	16.28	15.58
Fe_2O_3	3.32	3.28	4.60	4.09	2.50	4.71	2.89	2.99	2.77
FeO	7.71	6.18	5.84	4.06	4.26	1.79	3.27	3.19	3.05
MgO	9.61	7.66	7.81	3.80	4.48	4.25	3.67	3.79	3.86
CaO	9.13	9.01	8.97	7.04	7.23	6.70	6.43	6.17	6.42
Na_2O	3.11	3.17	2.84	3.34	3.38	3.44	3.33	3.35	3.70
K_2O	1.04	1.32	0.42	1.33	1.70	1.24	2.02	2.01	2.01
$H_2O(+)$	0.51	0.44	0.90	0.91	0.22	0.83	0.86	0.72	0.19
$H_2O(-)$	0.40	0.48	0.66	0.70	0.08	0.50	0.39	0.57	0.17
TiO_2	1.53	1.45	1.43	1.05	0.90	0.75	0.90	0.76	0.76
P_2O_5	0.34	0.36	0.18	0.26	0.24	0.17	0.25	0.19	0.21
MnO	0.20	0.20	0.15	0.16	0.13	0.08	0.12	0.13	0.12
Total	100.66	100.52	100.56	100.26	99.76	100.12	100.28	100.13	100.02
Q	—	—	6.30	12.06	9.54	15.48	13.80	14.76	14.10
C	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Or	6.12	7.78	2.22	7.78	10.01	7.23	11.68	11.68	11.68
Ab	26.20	26.72	24.10	28.30	28.82	28.82	28.30	28.30	31.44
An	23.63	24.46	24.19	27.52	26.13	26.41	25.02	23.63	20.02
Wo	8.24	7.66	8.12	2.44	3.36	2.55	2.20	2.55	4.64
En	8.10	11.70	19.50	9.50	11.20	10.60	9.20	9.50	9.70
Fs	3.04	5.68	4.75	2.51	4.49	0.13	2.38	2.24	2.38
Fo	11.13	1.82	—	—	—	—	—	—	—
Fa	4.79	0.61	—	—	—	—	—	—	—
Mt	4.87	4.87	6.73	6.03	3.71	3.71	4.18	4.41	3.94
Il	2.89	2.89	2.74	1.98	1.67	1.67	1.67	1.52	1.37
Ap	0.67	0.67	0.34	0.67	0.67	0.43	0.67	0.34	0.34

1. augite-olivine basalt, 長崎県南高来郡口ノ津町，愛宕山
2. augite-olivine basalt, 同 上，上原
3. olivine basalt, 同 上，土平崎
4. hornblende-hypersthene-bg. augite andesite, 彦山熔岩，加津佐町彦山
5. olivine-bg. biotite-hornblende andesite, 新焼熔岩，雲仙普賢岳鳩穴
6. hornblende porphyrite, 長崎県南高来郡口ノ津町，菖蒲田
7. augite-hypersthene-bg. hornblende andesite, 猿葉山熔岩
8. augite-bg. hornblende andesite, 九千部山熔岩
9. augite-bg. hornblende andesite, 鳥甲山熔岩
10. augite-bg. hornblende andesite, 千々岩岳熔岩
11. hypersthene-bg. hornblende andesite, 矢岳熔岩

及び捕獲岩の化学組成及びノルム

（分析者　榊正）

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Ⅶd	Ⅶe	Ⅸe	Ⅶe	Ⅶe	Ⅷe	Ⅶd	Ⅷd			
62.28	62.29	62.60	63.39	64.91	65.32	65.83	66.11	64.52	52.42	56.23
16.32	16.81	15.86	16.77	15.43	16.55	15.85	15.54	18.94	17.20	17.08
2.39	2.41	3.62	2.34	4.08	2.35	2.19	1.53	1.68	4.99	3.51
2.80	2.66	1.73	2.29	0.76	1.54	2.13	2.42	0.46	3.51	3.94
3·08	2.89	2.91	2.60	3.93	1.62	2.28	2.52	1.10	5.51	4.59
5.52	4.51	5.33	3.76	4.60	4.26	4.77	4.85	2.34	9.37	7.30
3.64	3.35	3.70	3.72	3.21	3.89	3.81	4.13	4.48	3.01	3.43
2.25	2.21	2.17	2.28	2.36	2.24	2.32	2.10	3.56	1.30	1.53
0.17	1.40	0.40	1.56	0.22	0.83	0.14	0.18	1.80	0.65	0.52
0.28	0.45	0.18	0.72	0.22	0.99	0.17	0.10	0.92	0.40	0.20
0.75	0.70	0.85	0.65	0.68	0.75	0.63	0.65	0.18	1.25	1.13
0.22	0.19	0.24	0.21	0.19	0.22	0.20	0.17	0.13	0.29	0.30
0.11	0.13	0.09	0.11	0.09	0.06	0.12	0.08	0.29	0.15	0.12
99.81	100.00	99.68	100.40	100.68	100.62	100.44	100.38	100.40	100.05	99.88
ル	ム									
16.56	19.62	18.90	20.94	22.08	23.10	21.78	20.46	18.30	5.34	9.30
—	—	—	3.48	—	0.51	—	—	3.77	—	—
13.34	13.35	12.79	13.34	13.90	13.34	13.90	12.23	21.13	7.78	8.90
31.02	28.30	31.44	31.44	27.25	33.01	31.96	35.11	37.73	25.68	28.82
21.41	21.68	20.02	17.79	20.57	19.46	19.18	17.51	10.84	29.47	26.69
1.86	—	1.97	—	0.58	—	2.51	2.44	—	6.38	3.25
7.70	7.20	7.30	6.50	9.80	4.10	5.70	6.30	2.80	13.80	11.50
2.24	1.98	0.13	1.45	0.13	0.13	1.32	2.24	0.53	0.53	2.77
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3.48	3.48	2.78	3.48	0.46	2.78	3.25	2.32	0.93	7.19	5.10
1.37	1.37	1.67	1.22	1.37	1.37	1.22	1.22	0.30	2.43	2.13
0.67	0.34	0.67	0.34	0.34	0.67	0.34	0.34	0.34	0.67	0.67

12. augite-olivine-bg. biotite hornblende andesite, 普賢岳熔岩
13. hypersthene-bg. hornblende andesite, 絹笠山熔岩
14. hypersthene-bg. biotite-hornblende andesite, 妙見岳熔岩
15. hornblende andesite, 雲仙，塔ノ坂熔岩
16. biotite-hornblende-quartz andesite, 眉山熔岩
17. biotite-hornblende andesite, 焼山熔岩
18. two-mica granite (xenolith) in hornblende porphyrite (No. 6), 長崎県南高来郡ロノ津町菖蒲田
19. augite-bg. hornblende dolerite (xenolith) in hornblende andesite, 猿葉山
20. augite-bg. hornblende dolerite (xenolith) in hornblende andesite, 普賢岳

MgO, Na_2O および K_2O に富む. Al_2O_3 の値は斑晶斜長石が大晶でかつ多量に含有される割にはむしろ少い.

Peacock のアルカリ-石灰指数は 61.7 である.

§4. 成 因 論

いま雲仙火山熔岩の化学成分変化を二, 三の図によつて検討しよう.

まづ第2図の $MgO-(FeO+Fe_2O_3)-(Na_2O+K_2O)$ 三角図についてみるに, 前述の化学的特性を反映して成分変化は最初 $(FeO+Fe_2O_3)-MgO$ 辺のほぼ中央部でアルカリが約 15% の点を起点として同辺に対してほとんど直角をなして (Na_2O+K_2O) 頂点に向つて進化する.

次に第3図のノルム An-Ab-Or 三角図についてこれをみよう.

同図から直ちにわかることは, 本熔岩類は著しくノルム An に乏しいことである.

次に注目すべきことはその成分変化曲線が Or 頂点に対して凸面を向けるという事実である. このことは冨田達[7] がすでに指摘したようにマグマの単なる分別結晶分化作用のみによる進化の場合とは全く異なるものである. すなわち結論的には第2図および第3図の成分変化曲線はマグマの単なる分別結晶分化作用のみでなくて混成・同化作用を伴なつた分化作用が行なわれたことを示すものと思われる.

その根拠は前述した諸事実, すなわち主として次の理由にもとづくものである.

1) 岩型および構成鉱物にみられる特徴
2) 捕獲岩および捕獲結晶
3) 化学成分上の特性

雲仙岳火山岩類の場合, 上述の諸事実および本間不二男が指摘したように構造地質学上の重要な位置を充分考慮において次のことが想像される. すなわち雲仙火山群の旺盛な活動期において本源マグマから分化して生じた酸性マグマとアルカリ玄武岩質物質との間に著しい混成・同化作用が行なわれたものであろう.

文 献

1) 本間不二男: 雲仙岳, 日本火山誌第2輯.
2) 駒田亥久雄: 寛政4年眉山爆裂前後の状況, 地質学雑, **20**, 150~162 (1913).
3) 駒田亥久雄: 温泉岳火山地質報文, 震予, **84**, 1~102 (1916).
4) 駒田亥久雄: 温泉岳火山地方の地質構造, 地学雑, **29**, No. 337, 24; No. 338, 91 (1917).
5) OGAWA, T. & HOMMA, F.: The geology and Unzen volcanoes guide-books of excursions (3-Pan-Pac. Sci. Cong. Tokyo) (1926).
6) OMORI, F.: Note on the eruptions of the Unzendake in the 4th year of Kansei (1792), *Bull. Imp. Earthq. Inv. Com.*, 1~3, 47~57 (1907).
7) 冨田 達: 岩漿進化の諸型式, 九大理研究報告地質学之部, 2号, 77~104 (1951).

新期大島層群中の火山岩の化学組成

東京工業大学分析化学地球化学教室　桂　　敬
東京大学教養学部地学教室　中村一明

(昭和34年10月29日発表，昭和35年5月31日受理)

Chemical Composition of Younger Volcanic Rocks of Ôshima Volcano, Izu

Takashi KATSURA
Laboratory of Analytical Chemistry and Geochemistry, Faculty of Science and Technology, Tokyo Institute of Technology

Kazuaki NAKAMURA
Institute of Earth Science, College of General Education, University of Tokyo

Volcanic products deposited during and after the caldera formation (about 400 A.D.) in the Ôshima Island are called the younger Ôshima group which is divided into twelve unit members, each corresponding to a major cycle of eruption (Fig. 1).

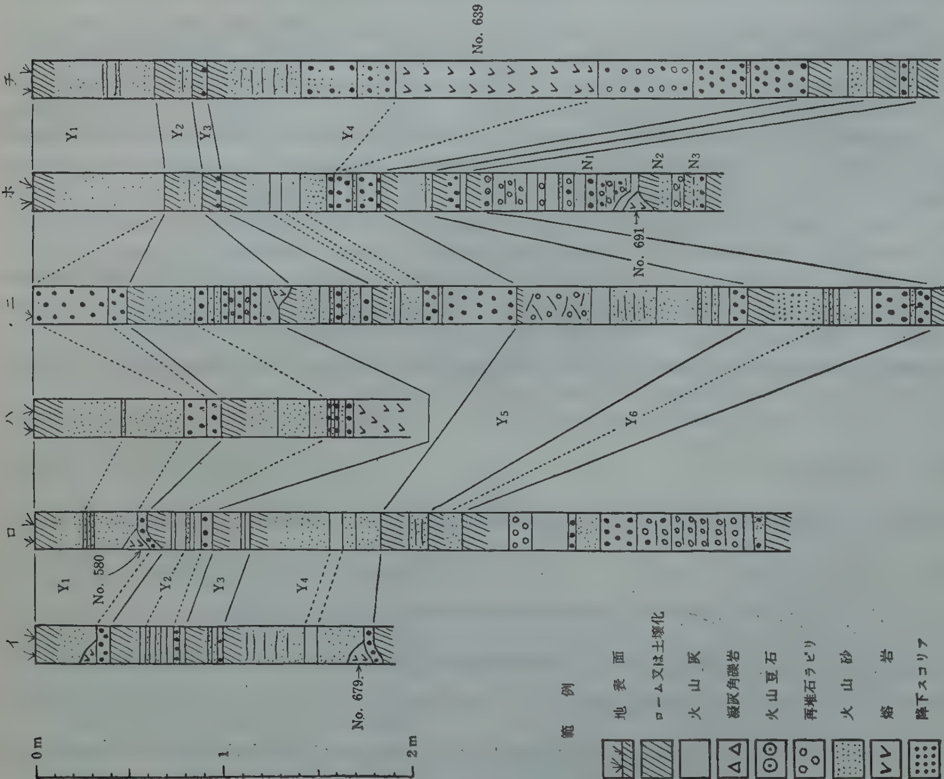
Thirty-seven samples of lavas, bombs and scoria were collected (Fig. 2) from nine horizons of the younger Ôshima group, and their chemical analyses are given in Table 1∼6. Although the whole samples are, in a broad sense, similar in chemical composition and almost are nearly aphyric basalt, but several differences in chemical composition are recognizable.

Chemical homogeneity of the lavas in the same horizon has been verified in three horizons (Table 1, 3 and 5). There is fairly regular change in composition of the five groups of volcanic rocks successively extruded during the last seven hundred years (Fig. 10). Linear relations between two of the components, SiO_2, TiO_2, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO and K_2O+Na_2O are shown in variation diagrams Figs. 11∼14, in spite of the small range of their variation. Some of the relations are held good not only within the younger Ôshima group but, the same trends expand out to the somma and the basement volcanics, the latter probably of Pliocene (Fig. 15). Fe/Mg ratio, which was proposed by KATSURA as a good measure of magmatic differentiation in his previous paper, increases gradually from the base to the top of the younger Ôshima group (Table 7).

§1. まえがき

活火山島，伊豆大島は地質，岩石，地球物理，地球化学の各方面から，世界的に最もよく研究されている火山の一つであり，ハワイ諸島の火山と共に，大陸殻の存在しない地域の火山島[13]として玄武岩マグマの研究に最良の資料を提供できるところである．

これまでの研究の中には火山岩の化学的性質を研究したものも多い．坪井[1]は中央火口丘の岩石に対して，その化学成分の特異性に注目して三原岩という名称を与え，その後，岩崎[2]，長島[3]，森本，小坂[4]，生熊[5]等によつて大島火山の基盤をなす旧火山体の熔岩，大島火山の外輪山熔岩，中央火口丘熔岩等の化学組成が順次報告されてきたのである．


古記録との対応
側火口の活動
⇩は人類遺物の層準を示す
1777
1684
1552?
1421?
(±1300)
(神津島)
838?
(±750)
(±550)
(±250)
684??
(±150)
( )内の数字は人類遺物より推定された西暦年代
イマサキ
イマサキ,岳ノ平 大穴,小穴,Y4P
元町熔岩及スコリア 擂形山
N1P1, N1P2
黒瀧母流紋岩火山灰
スリバチ
波浮港
見望茶屋スコリア
N4P
踊り茶屋スコリア
湯場, S2P
中央火口丘時代
側火口活動盛ん
カルデラ形成
外輪山時代
Y1 Y2 Y3 Y4 Y5 Y6 N1 N2 N3 N4 S1 S2
湯場層
野増層
差木地層
新期大島層群
古期
イ ロ ハ ニ ホ チ
No. 679
No. 580
No. 691
No. 639
0 m
1
2 m
範例
地表面
ローム又は土壌化
火山灰
凝灰角礫岩
火山豆石
再堆石ラピリ
火山砂
熔岩
降下スコリア

第 1 図

しかし，3グループ内での時代の新旧関係はほとんど明らかでなく，わずかに中央火口丘の熔岩について，1778年の安永熔岩，1912年の明治大正の火山岩，1950～51年の昭和熔岩の化学組成が論じられているに過ぎない．

最近中村[6]はstratigraphyの立場から火山体を調べ，著しい不整合を境にとつて，大島火山を構成するすべての地層（熔岩を含む）を，上部の新期大島層群と下部の古期大島層群とに区別した．新期大島層群は不整合によつて上から湯場（Y）層，野増（N）層，差木地（S）層に三分され，さらに，土壌断面の生成や軽度の不整合などの示す堆積間隙によつて，Y層は6部層に，N層は4部層に，S層は2部層に細分される（第1図）．各部層内には時間間隙はほとんどなく，各々の部層はそれぞれある長さの間隙をおいた1回の火山活動期の細部を記録していると考えられる．カルデラの形成は泥流堆積物（S_2）の産状とN_4層の降下堆積物がカルデラ壁を被うことから，S_1部層の時代と考えられ，熔岩の分布などから，少くともY_4層以後は中央火口丘時代と考えられる．したがつて新期大島層群はカルデラ形成時，およびそれ以後の噴出物より成る地層である．島内各所から産出する人類遺物と噴火の記録から推定した西歴年代と地層との対応も第1図に示されている．

我々はこの新期大島層群の中から層準の明らかな地点で新鮮な降下スコリア，熔岩，火山弾を採取して，その化学分析を行つた．降下スコリアについては別に報告することとし，ここでは7つの層準の熔岩と4つの層準の火山弾について得られた結果を報告する．

§2.　今までの研究結果との相異点および資料採取の方針

1950年代までの研究によつて，中央火口丘熔岩はその噴出の年代にかかわらず造岩鉱物の組合わせ，その他の鏡下の観察もよく似ており，外輪山熔岩にくらべて，カンラン石の斑晶を全く欠くことが特徴であると考えられてきた．しかし，中村[6]によればカンラン石斑晶は中央火口丘熔岩と考えられるY_4熔岩中に普通に見出され，また一色直記氏によれば（個人談話）Y_3熔岩中にも残晶として極く稀に認められる．しかし，ここでいう新期大島層群中の玄武岩の岩質は中央火口丘熔岩に限らず，いずれもよく似ていて，異なる層準（年代）の熔岩を顕微鏡観察で区別することは困難である．

大島の地質，ことにその岩石を詳しく研究した坪井[1]はその地史を総括してその後の研究の基礎をつくつたが，細部については修正さるべき点もある．この報告に関係のある部分について記すと，坪井の地質図では中村[6]のY_1，Y_3，Y_4熔岩（中央火口丘時代のもの）のうち海岸に露出しているものはすべてSomma lavaのFirst type――苦鉄質鉱物の斑晶の少いことで特徴づけられる――として塗色され，Y_1，Y_2，Y_3熔岩の陸上部は大部分安永熔岩とされて

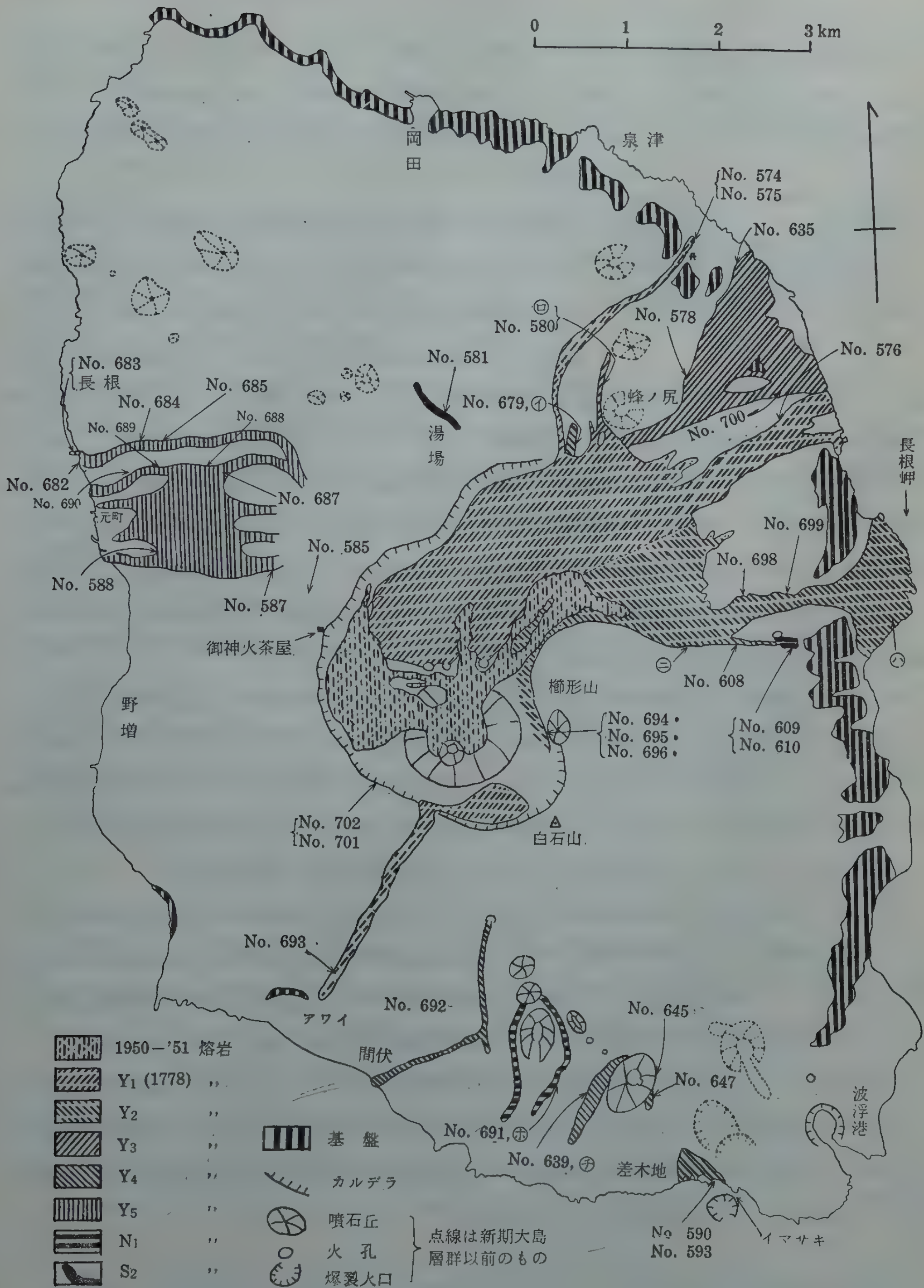
いる．ただし，坪井の Somma lava, First type の岩石の化学分析と，斜長石斑晶の記載は古期大島層群最上部に近いもの，したがつて外輪山熔岩についてのものであり，また安永熔岩の記載は，この報告での Y_1 熔岩についてそれぞれ行われており，修正の必要はない．

一方，角，上村，小野，一色[7] は大島の北半部および東部海岸地域を調査し，大島火山の基盤，とくに岡田玄武岩類の層序と岩石について詳しい結果を示した．外輪山熔岩についても検鏡を行い，野外での関係から旧期および新期噴出物に区分している．この外輪山新期噴出物の中で，無斑晶質玄武岩（c 型）とされているもののうち No. 3，5，32 は中村の Y_5 熔岩（カルデラ形成後の側火口熔岩）に，No. 20 は Y_3 熔岩（中央火口丘熔岩）に相当する．

このように，今までの研究結果とここに報告する層位的区分にはかなりの差がある．これは中村の細分が層位的裏づけによるものであり，岩質のみによる層位の判定がほとんど不可能であるためと考えられる．もちろん，層位の決定に際して岩質を比較することは好ましいことではない．したがつて，層準の異ることのはつきりしたものでも，化学分析を行う際には，その精度に充分注意を払わなければ，化学成分間に変化があつたとしても，それを量的に明らかにすることはできないであろう．幸い，最近になつてケイ酸塩の分析は高性能の機器の出現によつて．短時間に，しかも精度よく行なわれるようになつた．それで分析精度および再現性について充分の検討を経た結果であれば，各々の分析結果を誤差の範囲外で比較することができる筈である．問題は分析値の誤差がどの程度のものであるかを明らかにすることであろう．この事に関しては，岩崎等[8] は 1950–51 年の熔岩を 111 カ所でサンプリングし，分析試料の量，分析精度および熔岩の化学組成の均一性について報告している．今回の研究に際しても全く同じ立場にたつて後述のような分析法の検討だけでなく，資料の含まれる層準が全く同一と考えられる熔岩流についても，できるだけ多数の試料を全体から採取し，その均一性をみることに努めた．すなわち問題とする層準の噴出物（主して熔岩）には“つぎのような組成の部分がある”というのではなく，この時代の噴出物の“組成は一義的につぎのようなものである”という化学的根拠が多くの層準の噴出物について定め得られるかも知れないと考えたからである．また，各時代の噴出物について得られた値が，噴出孔は異つてはいるが，時間と共にどの位の割合で変化してきているかを知ろうと試みた．

3）試　　料

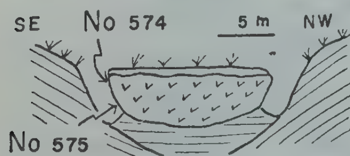
採取した岩石の詳しい記載は行なわないが，すべて玄武岩質のものである．その地点は第2図に記してある．ここではその層準，（各部層内では熔岩はつねにその最下部近くにはさまれる[6]）産状その他若干の説明を加えることにする．


0 1 2 3 km
岡田
泉津
No. 574
No. 575
No. 635
No. 578
No. 580
No. 576
No. 581
No. 679
蜂ノ尻
No. 700
湯場
No. 683
長根
No. 684
No. 685
No. 689
No. 688
No. 682
No. 690
元町
No. 687
長根岬
No. 699
No. 698
No. 585
No. 588
No. 587
御神火茶屋
No. 608
櫛形山
No. 694
No. 695
No. 696
No. 609
No. 610
野増
No. 702
No. 701
白石山
No. 693
No. 692
アワイ
No. 645
間伏
No. 647
波浮港
No. 691
No. 639
差木地
No 590
No. 593
イマサキ
1950－'51 熔岩
Y1 (1778) 〃
Y2 〃
Y3 〃
Y4 〃
Y5 〃
N1 〃
S2 〃
基盤
カルデラ
噴石丘
火孔
爆裂火口
点線は新期大島層群以前のもの

第 2 図

Y_1

この層準のものは5個の熔岩である．岩質もよく類似していて，径 数mm の亜灰長石斑晶が点々と存し，径 1 mm あるいはそれ以下の紫蘇輝石の斑晶がさらに小量認められる．灰色で比較的緻密である．すでにふれたように坪井[1] によつて記載された安永熔岩と同一のものである．



第 3 図

Nos. 574，575. 波知加麻神社の北 150 m，バス通りから数 m 山手まで流れてきている巾 10～15 m，厚さ 4 m 程度の細い熔岩流（おながれ）の先端部の上部と下部から採取した．熔岩流の断面に，およその位置を示す（第3図）．この場所では，熔岩流の上に乗る堆積物の薄いこと，熔岩の流れたもとの谷の斜面を作る地層から，このlava の流れたのは Y 層の時代になつてからである事しか判らない．しかし，この熔岩流の上流にあたる部分は外輪山北東端では明瞭に Y_1 の最下部近くに挟まれている（第1図柱状図イ）．また安永の噴火の公式記録，大島山火記[9]によれば，1778 年 12 月 21 日，三原の北東 2 里，泉津の葉地釜で煙が立ち火が燃出したという．葉知釜は波知加麻神社のあたりに相当し，火災はこの熔岩流によるものであろう．さらに安永熔岩の分布を示した絵図[10]からも，この試料が安永熔岩，Y_1 のものであることはたしかである．

No. 576. 泉津の自然動物園から南に新らしく作られた通路の切割りに露出する熔岩流，ここでは新期大島層群のすべての地層がみられ，その最上部 Y_1 の最下部に尖滅するのが明らかに認められる．露出は約 35 m ほどつづく．上下に多孔質，赤鉄鉱色の部分をもつ1枚 30 cm 位のものが5枚位重なつて全体で 1.5～2 m の厚さをもつている．大島山火記に照らしてみると 1778 年 11 月 15 日，北東に流れて海に達した熔岩流に当ると考えられる．

No. 580. 寄生火山・蜂の尻の北麓から泉津に至る林道が巾 25 m 程の熔岩流を横切るところ，道路の切割りで Y_1 最下部の降下スコリアの直上に乗るものであることが認められる（第1図柱状図ロ）．記録との照合で，三原山北西麓の側火口から1里流れて泉津の東方に達したという 1778 年4月 27 日の中野沢を流下した熔岩流に当るものではないかと思われる．

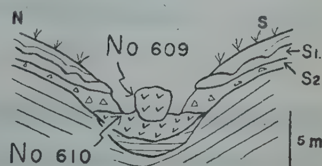
No. 693. アワイから滑台に至る馬道が熔岩流を横切るところ．含まれる地層は Y_5 より新しいことしか判らない．したがつて同じく火口原の南部から流出している Y_2 熔岩の可能性がないわけではないが，安永熔岩の分布絵図[10]や安永の赤沢熔岩流（1778 年 11 月6日）の記録などから考えて，Y_1 熔岩と考えてよいであろう．

Y_2

試料は5個とも熔岩である．Y_1 熔岩にくらべて，ごく僅か斜長石の斑晶が多いように見え

るが，それ以外の点では Y_1 熔岩との差異は認められない．1684 年の活動で流出したものと考えられ，このときに三原火口ができたという記録と現在見られる分布とから中央火口丘熔岩と思われる[6)]．

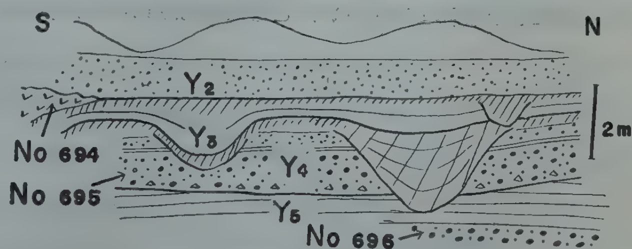
Nos. 608，609．これらの試料は，先端部では巾 3m 程度になつている熔岩流枝脈のものである．No. 608 は本流とのつけ根にあたり，No. 609 は細い熔岩流が崖上でふつつり切れているところ（第4図）で，ここでは S_2 より新しいことしかわからない．しかし No. 608 と同一熔岩流であることは，途中砂に覆われて露出は切れるが，谷中を流下する産状などから考えて．まず間違いない．



第 4 図

Nos. 698，699．これは上記熔岩流の本流で，今までの全ての報告で安永熔岩とされていたものの試料である．東海岸長根岬附近を作る熔岩流のつづきで，この上には Y_2 以上の堆積物が整合に乗ることが随所で観察され，また熔岩流下に Y_3 以下が存在することも数ヵ所で見られる．上下それぞれ一例づつを柱状図（第1図ハ，ニ）に示す．

No. 694．櫛形山西方のカルデラ内を北流する熔岩で，Y_3 上面が示す旧地表面を流れているので Y_2 のものと判定した．分布から考えて当然長根岬に達する熔岩流に連なると考えられる．櫛形山西方の東面するほぼ垂直な露頭のスケッチを第5図に示す．

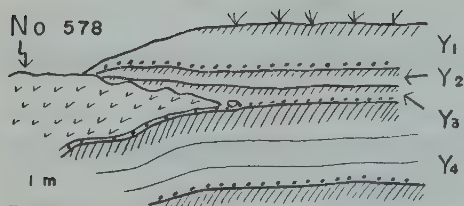


第 5 図

Y_3

この層準からは3個の試料をとつた．Y_1，Y_2，Y_3 といずれもよく似ているが，古いほどわずかに斜長石の斑晶が目立つように思われる．また径 1mm 内外のシソ輝石の斑晶もやや多いようである．またピジョナイトの微斑晶が時として認められ，一色直記氏の採取した資料から径 3mm におよぶカンラン石の斑晶が1個だけ見出されたが，ここで分析したものには認められなかつた．噴出口は明らかでないが，熔岩流がカルデラをうめたてた後，低所から溢れだしたような分布をとつていること，同時期の噴出物が三原山に向つて厚くなつていることからやはり中央火口丘熔岩と考えられる．記録との照合から，1552 年に流出したものと考えられる[6)]．

No. 578． 河地橋の西方 20m のバス道路ぞいの露頭，ここでは Y_5 上半部以上が露出し，



第　6　図

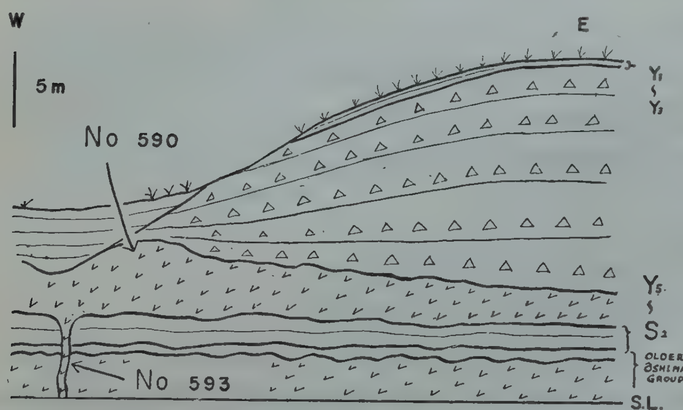
そのうちの Y_3 の最下部近くに熔岩流が尖滅して行くのが明瞭に観察される(第6図).

No. 635. 泉津の東南方約 1.5 km, バス道路沿いの Y_3 熔岩流の北縁のものである.

No. 700. 自然動物園入口のバス停留所前で, 南縁に近いところの試料である. No. 635, 700 はともに熔岩流の下限は露出していないが, 上位には Y_3 以上が整合に存在し, この関係はバス道路沿いに 1 km 以上もの間見られるので, 熔岩の層準が Y_3 の下部に当ることは間違いない.

Y_4

この層準の資料は8個(うち1個は本文中に部分分析値を示すのみ)で, そのうち2個 (No. 695, 679) が主火口より抛出されたものと考えられ, 他の6個は寄生火口からのものである. 少量ではあるが, 径 1 mm 内外のカンラン石の斑晶を常に含むのが特長で, 斜長石の斑晶は Y_1, Y_2, Y_3 のどれよりも少い. この層準は1421年からの噴火に対応するものと考えられる[6].



第　7　図

No. 590, 593. 差木地の東方イマサキの海蝕崖に露出する岩脈(No. 593)と, それに連なる熔岩流 (No. 590) である(第7図), 岩脈の層準は直接に知ることはできないが, それに明らかに連なる熔岩流は Y_5 の上面が示す旧地表面を流れている. 熔岩流の上位には寄生火口の explosion breccia が厚く (最大 15 m) 重なり, その風化面の上に Y_3 以上が重なつている.

No. 639, 645, 647. いずれも差木地北方の寄生火山, 岳の平の噴出物で No. 639 と No. 647 は熔岩流, No. 645 は岳の平を構成する火山弾の内部の緻密な部分である. 岳の平の山体には Y_3 以上が風化面の上に乗つており (岩相, 厚さは第1図, 柱状図ホとほぼ同じである) Y_4 のものと考えられる. 山体を 200 m も離れると同じスコリア層が厚さ 1 m 程度になり, Y_4 の最下部に位置することが判る. No. 639 を採取した地点 (第1図柱状図チ) もその一例

である．これはそのスコリア層の直上に整合に乗る熔岩で，上位には Y_4 以上が重なる．空中写真の判読から，岳の平の北西麓より流出したものと考えられる．No. 647 は同じく南東麓から流出したと考えられるものである．No. 645 は緻密ではあるが，破砕すると岩石中の空洞より水が飛散する．空洞の周囲は変質し，淡緑色をおびている．このような火山弾はこの岩滓丘中に極めて多い．長浜[11]や伊万里[12]の玄武岩にみられるものと同じ残留岩漿水の可能性がある．この試料だけは分析する前に粉末を 110° で1時間乾燥した．

No. 692． 間伏部落附近で，バス道路から 200 m 程山側に入つたところ．この熔岩流の上にはどこでも Y_4 以上が整合にのる事から Y_4 最下部の層準を占めるものと判断される．噴出口は不明であるが，高度 370 m 附近で林道が横切る所では同層準に東西約 100 m の間赤くやけた径 10 cm 以上のスコリアが分布することから，この近くの側火口からの噴出物と考えられる．勿論，同じ谷をたどつた外輪山上には同層準の熔岩は存在しない．

No. 695． 櫛形山西方，Y_2 熔岩 No. 694 を採取したのと同地点である(第5図)．Y_4 の最下部を占める厚さ約 170 cm の降下スコリア層中に，類質岩片を核に持つ長径 15 cm 程の紡錘形の火山弾である．この降下スコリア層の最下部には径数 10 cm 以下の類質岩片が多く含まれ，新火口の生成を示唆している．

No. 679． 寄生火山蜂の尻の西南方約 600 m，林道が横切る巾 25 m 程の熔岩流．下位は露出していないが，上には Y_4 以上が整合にのる(第1図柱状図イ)．この熔岩流の西側にも東側にもカルデラ内をうめた後流出した Y_1 熔岩があり，露出面積は小さいが，同様な経過をへて流出した中央火口丘熔岩と考えられる．

Y_5

この層準の試料は斜長石の量は Y_4 程度であるが，苦鉄質鉱物の斑晶を全く含まない．No. 696 以外はすべて御神火茶屋北方数 100 m の外輪山斜面に推定火口をもつ側噴火の産物である（元町熔岩，およびスコリアと呼ぶ)．Y_6 部層最上部に産出する人類遺物から 1300 年頃のものと考えられる[6]．

No. 696． 第5図に示す櫛形山西方の露頭の最下部を占めるスコリアである．櫛形山の中心に向つて高まるような分布をしており，この寄生火山体を作るスコリアであろう．上位には Y_5 以上が整合に乗つているので，Y_5 の最下位の層準を占めるものと考えられる．スコリアの径は数 10cm のものが多く表面の厚さ数 mm は灰色，緻密であるが，内部は赤鉄鉱色で非常に発泡がよく，全体は極めて軽い．

No. 585． 元町登山道上の（高度 460 m 附近）径 1 m 程の火山弾．外側の数 cm は緻密で玉ねぎ状に薄くはげる．分析試料はこの部分をとつた．上には Y_5 最上部のローム層がの

る．下部は露出していない．従つてこれだけでは Y_5 またはそれより古いものという事しかいえない．層準は必らずしも確かではないが，同時期の噴出物の分布等から Y_5 のものと考えられる．

No. 587. 上記登山道と元町林道が高度 220 m 附近で合する所のもので，谷中を流れる熔岩流の縁で採集した．上位には Y_5 以上が広く整合にのり，下位には N_3 まで確認できる．上位の降下堆積物の産状から Y_5 熔岩と考えてよいであろう．

No. 588. 上記登山道の高度 35 m 附近の T 字路の露出で，上位には Y_5 以上が整合にのり，下位には N_1 まで確認できる．Y_6 熔岩は上方山腹のどこにも知られていないから，また Y_5 熔岩の流路に当つているので，これが Y_5 熔岩である事はまず確実である．

Nos. 682～685. 元町熔岩の最北の流れで，先端は海に入つて長根とよればている．つぎの Nos. 687～690 のように分布の連続を追うことは，Y_5 以上の堆積物に被われていてできないが，分布が等高線の最大傾斜の方向にほぼ並ぶので，同一の熔岩流と考えられる．層準はいずれも Y_5 部層の最下部であることがそれぞれの地点で，熔岩の上には Y_5 以上があり，下には Y_6 最上部まである事によつて確められる．岩質はいずれも全く区別ができない．

No. 682. 元町桟橋北方 300 m，13.3 の三角点を上にのせる海蝕崖に紡錘形（厚さ 2 m，長さ 20m）の断面をみせて露出している熔岩である．両端の熔岩が尖滅するところで，Y_3 熔岩について第 6 図に示したように，Y_5 の最下部のものであることがわかる．

No. 683. その北方 100 m の長根をつくる熔岩である．谷をうめ立てたような断面形で，70 m 程海上にのびている．谷は上記三角点の方につづくが，そのヘリで No. 682 と同じ関係がみられる．

No. 684. 元町・岡田間のバス道路がゴリンの沢を越える点の東 70 m の所で，道路工事のため地表から古期大島層群の最上部までほり下げられた断面がある．試料はこの断面中 Y_5 の最下部に尖滅する熔岩流である．

No. 685. 元町・測候所間の旧道沿いの露出で高度約 70 m の地点の熔岩流である．ここでも熔岩流が厚さ 1 m 程のところで，Y_5 最下部の層準を占めることが観察される．

Nos. 687～690. この 4 個の試料は，先端が元町桟橋に達している同一熔岩流のものである．熔岩の流れた谷ぞいに同熔岩流上を歩き，その連続を確認しつつ採取し，更に，一々の場所でも層準を確めた．

No. 687. 高度 120 m，下位は露出していないが，少くとも附近数 10 m 四方は随所で Y_5 以上が整合にのつていることが観察される．

No. 688. 高度 110 m，熔岩流が現地表面をつくつているため上位は不明だが，下位には

Y_6 以下が存在する.

No. 689.　高度 70 m 附近，Y_5 以上が一帯に整合にのつている.

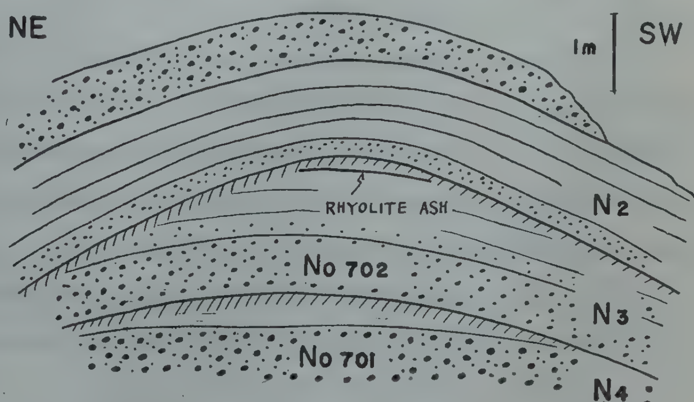
No. 690.　高度 45 m，熔岩流が元町—岡田間の旧道を横ぎる所のものである.

N_1

No. 691.　白石山南方の寄生火口より流出した熔岩で，岳の平三角点西方 800 m の地点のものである．空滝に断面が露出している．直下には谷底をうめた堆積物があり，その下に通常見られる降下堆積物 N_8 およびそれ以下のものがある．上位には附近一帯どこでも N_1 のほとんど最下部から上の地層がのつており，N_1 の最下部の層準を占めるものであることを示している(第 1 図柱状図ホ).

N_3

No. 702.　三原山南西 1 km，カルデラ壁が欠けている部分を北東—南西にきざむ谷の谷壁の露出で採取した(第 8 図)．試料は，N_3 部層の最下部を占める厚さ約 90 cm の降下スコリア中の火山弾の緻密な部分である．N_3 部層はその上部に厚さ 1 cm 程度の白色流紋岩質火山灰を含み上下は斜交不整合なので，容易に同定する事ができる.



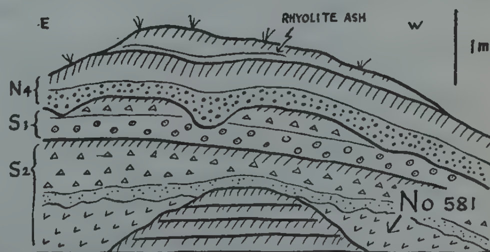
第　8　図

N_4

No. 701.　No. 702 と同じ露頭の最下部を占める降下スコリア層中の径 1 m 程の火山弾の急冷緻密部である．カンラン石斑晶を含む．同層中には熔岩餅も存在し，厚さは数 m 以上で全体が酸化され赤鉄鉱色となつている．本層を南西に追跡すれば高度 400 m 附近で下位に S_1 部層が露出してくる．同じ関係は北西に追跡して 592.8 m の三角点附近でも見られる.

S_2

No. 581.　湯場東方 100 m 程でバス道路が T 字に交る地点の北むきの露頭（第 9 図）で，古期大島層群最上部の凹凸ある地表面の凹所を流れた熔岩流から採取した．熔岩流の



第　9　図

上位には S_2 部層に属する火山砂層，泥流堆積物が整合にのつている．泥流の風化面の上に S_1 部層の“カタ”（火山豆石凝灰岩）が露頭面でヒサシのようにつき出している．

No. 610. 第4図に示した Y_2 熔岩を採取したのと同じ地点のものである．上記 No. 581 と同様に火山砂，泥流堆積物に整合に被われる側火口からの熔岩流で，苦鉄質鉱物の斑晶はほとんど見当らず，径 1 mm 内外の斜長石斑晶が点在するのみである．

4）分析法および分析値の精度

既に記したように新期大島層群の火山岩はその岩質が極めて似ている．したがつて，これらの化学組成の差異を明らかにするためには分析値の誤差の範図をできるだけ安全に知つておかなければならない．

化学分析には重量法，容量法，比色法，炎光法を併用した．主成分の分析法はそれぞれつぎの方法をとつた．なお一々の分析化学的検討については別に報告する．

重量法によるもの：SiO_2，Al_2O_3，MgO，H_2O．このうち Al_2O_3 は Fe_2O_3，一部の SiO_2，TiO_2，P_2O_5 および Al_2O_3 の合量から比色法によつて SiO_2，TiO_2，P_2O_5 および Fe_2O_3 の量を求め，重量法で求められた合量からこれらを差引いて求めたものである．

容量法によるもの：CaO，全鉄，FeO，これらのうち，全鉄は亜鉛アマルガム還元法によつたが，後に述べる比色法にくらべて偶発的分析誤差の入ることがあること，および操作に時間がかかること等から，大部分の分析は比色法によつた．

比色法によるもの：　全鉄，TiO_2，MnO，P_2O_5．これらのうち，全鉄，TiO_2，MnO は充分の検討を行なつたが，P_2O_5 の比色に関しては精度が少し落ちるものと思われる．

炎光法によるもの：　Na_2O および K_2O．最近珪酸塩の分析法として，すべてを比色法で行なう操作，あるいは EDTA を一部に用いる操作が提案されている．われわれも数年来，これらの方法を検討しているが，まだその精度，再現性に関して充分の自信を得ていない．ここで採用した方法は幾分操作に時間を要するが，その再現性に関しては充分の検討を経たものである．詳細な報告は別に行なうが，5～120 回の同一試料のくり返し分析によつてつぎのような各成分の相対誤差を見積れば充分に安全である：

相対誤差　1％：SiO_2，Al_2O_3，全鉄（Fe_2O_3*），FeO，MnO，MgO，CaO．

相対誤差　2％：TiO_2．

相対誤差　3％：Na_2O，K_2O，P_2O_5．

相対誤差　5％：H_2O．

すなわち，SiO_2 の 50.0％と記したものは，その真の値は 50.5％から 49.5％の間にあるものと思われる．分析的には 50.5％から 49.5％の間のものは充分安全にその差を認めることので

きない場合が偶然的に現れるということである．また MnO の 0.230%とは 0.233%と 0.227%の間のものと充分安全にその差を認めることは危険である．

現在まで，珪酸塩岩石の分析結果の表示は小数点2桁まで書くのが一般の習慣のようであるが，ここでは誤差を考えに入れて有効数字を3桁として表示した．合計は有効数字5桁となるが，これは単なる計算結果に過ぎない．

5)　各試料の化学組成

Y_1 の試料　第1表に Y_1 熔岩5個の分析結果を示した．既に述べたように，これらのうち No. 693 は他の4個に較べて層準決定にわずかに疑問がある．第1表から明らかなように，中央火口丘北麓の火口群から東北方に流れた熔岩の組成は分析誤差以内で極めて均一であり，場所による相違は認められない．最後の欄に No. 693 を除く4個の試料の平均値を示した．

久野[13]，森本ら[4]によれば，1778 年の熔岩（Y_1）はそれ以後の中央火口丘からの熔岩と鉱物組成上区別をつけることが困難であり，いずれも斑晶に紫蘇輝石，普通輝石（ピジョン輝石質，これは無い場合もある），亜灰長石をもち，石基にピジョン輝石，亜灰長石，鉄鉱，硝子をもつ．しかし，Y_1 熔岩と森本，小坂[4]，岩崎ら[8]によつて研究されている 1950〜51 年の昭和熔岩の化学組成を較べてみると，ある成分に対してはかなりの差を認めることができる．すなわち，安永熔岩にくらべて昭和熔岩では全鉄（Fe_2O_3 として）は 15.4%から 14.3%[8] のと約6%

第　1　表

層準	Y_1					平均
	574	575	576	580	693	
SiO_2	51.7	51.5	51.7	51.7	52.4	51.7
TiO_2	1.38	1.39	1.39	1.39	1.35	1.39
Al_2O_3	14.5	14.5	14.5	14.5	14.7	14.5
Fe_2O_3	5.18	7.12	4.37	3.31	3.61	5.00
FeO	9.26	7.50	9.95	10.9	10.3	9.41
MnO	0.238	0.238	0.238	0.238	0.236	0.238
MgO	4.98	4.96	4.97	4.98	5.01	4.97
CaO	9.89	9.84	9.92	9.95	9.60	9.90
Na_2O	1.99	1.99	1.99	1.99	2.03	1.99
K_2O	0.41	0.41	0.41	0.40	0.43	0.41
H_2O-	0.05	0.04	0.03	0.02	0.07	0.04
H_2O+	0.43	0.40	0.45	0.47	0.42	0.44
P_2O_5	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Total	100.128	100.008	100.038	99.968	100.276	100.108
Fe_2O_3*	15.4	15.4	15.4	15.5	15.1	15.4
Fe/Mg	3.59	3.59	3.59	3.61	3.50	3.59

第 2 表

層準	Y_2					平均
	608	609	694	698	699	
SiO_2	51.9	52.0	52.4	52.5	52.4	52.2
TiO_2	1.36	1.36	1.35	1.27	1.27	1.32
Al_2O_3	14.6	14.6	14.1	14.0	14.3	14.3
Fe_2O_3	3.40	2.93	4.32	3.51	4.34	3.70
FeO	10.8	11.3	9.88	10.3	9.64	10.4
MnO	0.238	0.238	0.238	0.236	0.236	0.237
MgO	4.96	4.97	5.01	5.01	5.07	5.00
CaO	9.87	9.90	9.50	9.83	9.80	9.78
Na_2O	1.98	1.99	2.01	1.99	2.08	2.01
K_2O	0.40	0.41	0.44	0.43	0.43	0.42
H_2O-	0.02	0.00	0.12	0.05	0.10	0.06
H_2O+	0.44	0.48	0.51	0.55	0.50	0.50
P_2O_5	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Total	100.088	100.298	99.998	99.796	100.286	100.047
Fe_2O_3*	15.4	15.4	15.3	15.0	15.1	15.2
Fe/Mg	3.60	3.59	3.54	3.47	3.45	3.52

の減少を示し，TiO_2[8] は 1.38%から 1.28%と約 10%の減少を，また MnO[8] は 0.238%から 0.229%と約4%の減少を示している．一方，SiO_2 は 51.7%から 52.5%[4]（この値は未発表の岩崎らの値とよく似ている）とわずかに増加する．その他の成分には分析誤差外の差を認めることはできない．なお，さらに詳しい比較は岩崎らによつて別に報告される予定である．

安永熔岩の化学組成については三原山，鏡端間の砂漠中から採取したものについての岩崎[2]の結果があるにすぎない．これは SiO_2 が 52.5%で，No. 693 の野増から採取したわれわれの試料とよく似ている．

Y_2 の試料　Y_2 熔岩，すなわち 1684 年熔岩については今まで全く研究されていない．第2表に新しく分析した Y_2 熔岩5個の分析結果を示した．No. 608 と No. 609，No. 694 は東方に流れた長根岬熔岩本流のものであり，No. 698 と No. 699 はその南の支流の試料である．これらをみると，組成上に大きな変化はないようであるが，最も精密にくり返し分析をした TiO_2，全鉄および MnO についてみると，この2つの流れではわずかなながら相違があると思われる．すなわち本流では TiO_2 は 1.36%であるのに，支流では 1.27%となり，本流に対して約 93%の含有率で，約7%減少している．さらに全鉄については前者が 15.4%，後者が 15.1%とわずかではあるが明らかな差がみられる．この相違が何に基くのか不明であるが，2個づつの試料しかないので，さらに多くの試料について検討する必要があろう．最後の欄に

平均値を示した．これを安永熔岩と比較すると非常によく似ていることに気がつく．各平均値だけでみると，各成分の差は分析誤差に入り有意の差を認めることはできない．ただ安永のものにわずかではあるが TiO_2 が多い．

Y_3 の試料　Y_3 の熔岩についても今まで研究はなされていない．試料3個の分析結果は第3表に示した．第3表から明らかなように，この熔岩流も場所による成分の違いを認めることはできない．これを Y_1，Y_2 の熔岩と比較すると，MnO を除いては大きな差は認められないが，MnO は Y_1,Y_2 のものでは 0.238～0.237％であつたが，Y_3 では 0.227％となり明らかに差を認めることができる．後者は前者の約 95％に相当する．

Y_4 の試料　Y_4 の試料の大部分は前述のように側火口のものが多く，熔岩，脈岩，火山弾とその種類も多い．試料7

第　3　表

層　準	Y_3			平　均
	578	635	700	
SiO_2	52.4	52.2	52.2	52.3
TiO_2	1.30	1.33	1.29	1.31
Al_2O_3	14.6	14.5	14.7	14.6
Fe_2O_3	3.66	3.09	3.73	3.49
FeO	10.3	10.8	10.1	10.4
MnO	0.227	0.227	0.228	0.227
MgO	5.00	4.92	4.96	4.96
CaO	10.0	10.2	10.2	10.1
Na_2O	1.96	1.96	2.02	1.98
K_2O	0.40	0.40	0.43	0.41
H_2O-	0.04	0.02	0.08	0.05
H_2O+	0.47	0.44	0.40	0.44
P_2O_5	0.12	0.12	0.12	0.12
Total	100.477	100.207	100.458	100.387
Fe_2O_3*	15.1	15.1	14.9	15.0
Fe/Mg	3.50	3.56	3.48	3.51

第　4　表

層　準	Y_4							平　均
	590	593	639	645	647	692	695	
SiO_2	52.2	52.2	52.2	52.2	52.6	52.2	52.1	52.2
TiO_2	1.24	1.27	1.22	1.28	1.25	1.28	1.23	1.25
Al_2O_3	14.7	14.6	14.8	14.7	14.2	14.5	14.7	14.6
Fe_2O_3	2.84	3.13	3.00	3.93	3.84	2.78	3.86	3.34
FeO	10.8	10.6	10.7	10.0	10.1	10.8	9.71	10.4
MnO	0.222	0.224	0.226	0.226	0.227	0.230	0.234	0.227
MgO	5.13	5.13	5.22	5.20	5.26	5.19	5.24	5.20
CaO	10.1	10.0	10.0	10.1	10.0	9.77	9.85	9.97
Na_2O	2.00	1.98	1.98	1.98	1.92	1.98	1.96	1.97
K_2O	0.40	0.41	0.40	0.40	0.38	0.42	0.41	0.40
H_2O-	0.10	0.09	0.15	0.07	0.12	0.09	0.12	0.11
H_2O+	0.49	0.42	0.38	0.27	0.30	0.38	0.47	0.39
P_2O_5	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Total	100.342	100.184	100.396	100.476	100.317	99.740	100.004	100.177
Fe_2O_3*	14.9	15.0	14.9	15.0	15.0	14.8	14.7	14.9
Fe/Mg	3.37	3.39	3.31	3.34	3.31	3.31	3.25	3.32

個の分析結果は第4表に示した．最終欄には一応，7個の平均値を示す．

イマサキの熔岩 No. 590 と脈岩 No. 593 は全く同一の化学組成を持つものと考えられる．岳の平南東と北西麓からそれぞれ流れた熔岩 No. 647 と No. 639 についても大きな成分間の差は認められないが，北西のものに僅かに Al_2O_3 が多くなつている．MnO については僅かではあるが，イマサキのものと岳の平のものでは差があるように思われる．その他の成分については，現在の分析技術から，有意の差があるとは考えられない．なお No. 679 は岳の平，イマサキとは異なり，中央火口丘熔岩と考えられるが，部分分析を行なつた結果はつぎのようである：

Fe_2O_3*	14.9 %	TiO_2	1.27	K_2O	0.41
MnO	0.229	Na_2O	1.91	P_2O_5	0.13

これらの値をみると，同時期の側火口からの試料との間に大きな差は認められず，Na_2O の値を除くと，岳の平の試料と殆んど同一であることがわかる．すなわち，同時期の側火口と主火口の噴出物ではほとんど同一組成の熔岩が流れ出したということになる．

Y_5 の試料　Y_5 熔岩は外輪山腹の側火口から元町方面に流れたものが大部分である．分析結果は第5表に示した．試料を採取した地点から考えてこれらの結果を3つに分けて考える．

まず，Y_5 熔岩流の元町方面の南縁で採取した Nos. 585，587，588 について考えると，その差の大きいのに気がつく．このうち No. 585 は前述のように層準にやや疑問があるが，No. 587 と No. 588 は Y_5 熔岩の一連の流れであることに間違いない．しかるに，No. 587 の化学組成をみると，No. 588 および他の Y 層の熔岩に較べて SiO_2，Na_2O，K_2O が多く，全鉄，MgO，CaO が異常に少ない．この傾向は No. 585 にも見られる．一つづきの時間間隔の全くない熔岩流で，このような系統的な正規岩漿進化の道すぢをたどる熔岩流は大島ではこの一例しかまだ見られていない．

元町方面への熔岩帯の北縁の試料 Nos. 682～690 は極めてよく一致しており，差を認めることはできない．南縁のもののうち，No. 588 にその化学組成が似ている．

No. 696 は櫛形山をつくるスコリアで，他の Y_5 熔岩とは，かなり採取点も異なつている．酸化もはげしく，化学組成から明らかなように多量の $H_2O(+)$ を含み，二次的変質を受けている．

この3群のうち，Nos. 682～690 の試料は最も精密にその層準と連続を調査したものであり，化学分析も TiO_2，Fe_2O_3*，MnO，P_2O_5，Na_2O，K_2O は各2回分析を行なつた．それで，ここでは Nos. 682～690 に加えてその組成のよく似ている No. 588 とから Y_5 部層のうち最も広く分布する熔岩の平均化学組成を求め，最終欄に示した．No. 587 も現在のとこ

第 5 表

層準	Y_5												平均
	587	588	585	682	683	684	685	687	688	689	690	696	
SiO_2	54.8	52.3	53.3	52.5	52.4	52.6	52.6	52.5	52.2	52.5	52.6	51.3	52.5
TiO_2	1.30	1.31	1.28	1.37	1.38	1.36	1.36	1.37	1.36	1.39	1.38	1.27	1.37
Al_2O_3	14.2	14.2	14.6	14.0	14.2	14.3	14.2	14.4	14.6	14.3	14.2	14.4	14.3
Fe_2O_3	3.62	3.71	2.85	3.51	3.24	2.75	2.70	3.37	2.68	3.20	2.91	6.33	3.05
FeO	9.61	10.5	10.9	10.6	10.8	11.3	11.3	10.7	11.2	10.8	11.0	7.29	11.0
MnO	0.227	0.228	0.227	0.235	0.236	0.237	0.236	0.235	0.236	0.238	0.237	0.226	0.236
MgO	4.13	5.05	4.74	5.11	5.10	5.10	5.14	5.20	5.18	5.11	5.15	4.96	5.14
CaO	8.82	9.76	9.35	9.64	9.69	9.65	9.58	9.47	9.59	9.69	9.61	8.73	9.62
Na_2O	2.25	2.05	2.12	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.97	2.00
K_2O	0.58	0.41	0.45	0.43	0.41	0.44	0.44	0.42	0.43	0.41	0.43	0.47	0.43
H_2O-	0.10	0.10	0.00	0.15	0.07	0.12	0.12	0.07	0.12	0.07	0.08	0.44	0.10
H_2O+	0.26	0.29	0.17	0.46	0.61	0.31	0.50	0.42	0.40	0.33	0.36	2.26	0.42
P_2O_5	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12	0.14	0.12	0.12	0.13	0.12
Total	100.007	100.028	100.107	100.125	100.256	100.287	100.306	100.275	100.136	100.158	100.077	99.776	100.286
Fe_2O_3*	14.3	15.4	15.0	15.3	15.3	15.3	15.3	15.2	15.2	15.2	15.2	14.4	15.3
Fe/Mg	4.02	3.53	3.71	3.47	3.47	3.47	3.45	3.39	3.41	3.45	3.42	3.37	3.45

ろ，Y_5 部層のものとしか考えられないので，Y_5 部層の熔岩は他の部層のものと異なり，大きく化学組成を異にする部分が存在するのであろう．

第 6 表

層準	N_1	N_3	N_4	S_2	
	691	702	701	581	610
SiO_2	51.9	52.9	51.2	51.6	53.5
TiO_2	1.25	1.28	1.22	1.22	1.18
Al_2O_3	14.6	14.3	15.6	14.7	14.3
Fe_2O_3	2.18	4.29	4.30	2.10	4.04
FeO	11.1	9.34	8.97	11.1	8.77
MnO	0.225	0.227	0.226	0.219	0.211
MgO	5.46	5.05	5.28	5.72	5.12
CaO	10.1	9.67	10.0	10.4	9.65
Na_2O	1.98	2.04	2.01	1.76	2.01
K_2O	0.41	0.48	0.40	0.41	0.45
H_2O-	0.08	0.12	0.12	0.00	0.05
H_2O+	0.35	0.42	0.43	0.40	0.41
P_2O_5	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Total	99.755	100.237	99.876	99.749	99.811
Fe_2O_3*	14.5	14.7	14.3	14.5	13.8
Fe/Mg	3.08	3.37	3.14	2.94	3.12

N 層の試料

N_1，N_3，N_4 から採取した試料の分析結果は第 6 表に示した．前にも述べたように熔岩流からのものは N_1 の No. 691 だけであり，Y 層に較べて MgO が多いのが特徴である．また火山弾 Nos.702，701 は Fe_2O_3 が多い．

S 層の試料　S_2 部層の 2 個の分析結果を第 6 表に示した．これは別々の寄生火口からのものであり，しかも S_2 の熔岩は Y_2 熔岩の周辺およびその南部にも多量に存在するらしいので，この 2 個の分析結果だけから S_2 熔岩全体の化学的性質を論ずることはできないが，No. 581 と No. 610 とでは，TiO_2，H_2O，P_2O_5，Al_2O_3 を除くと，化学組成にかなりの差のあることは確かである．No. 581 は MgO が 5.72％で新期大島層群の岩石で最高の含有量を示し，また $Na_2O + K_2O$ は 2.17％と最低の含有量を示す．

以上，ここでは各層の試料について，主として各熔岩の時代を同じくするもの，時代が同じであるだけでなく，同一の熔岩流に属するものの間に，どの程度の各成分間の差が認められるかを述べてきた．これらを要約すると次のようになる．

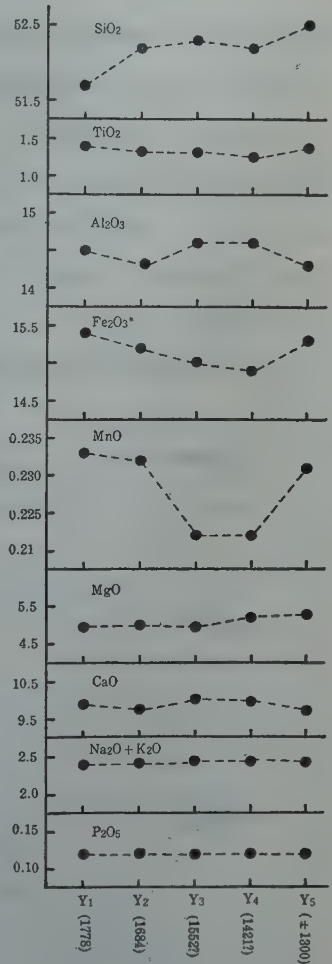
まず中央火口丘の熔岩については顕微鏡ではどの時代のものも殆んど区別をつけることが困難であつたが，昭和熔岩を含めて Y 層準のうち Y_1，Y_2 部層と Y_3 部層および Y_4 部層の熔岩は化学的に区別することが可能である．ことに今まで安永熔岩（Y_1）とされていた Y_3 部層のものは Y_1 部層のものとかなり大きな差のあることを明らかにした．

このような各部層の熔岩の特長を明らかにするためには，同一熔岩流での各成分の均一性を明らかにしなければならないが，ここでは，Y_1，Y_3，Y_5 部層の北縁の各同一熔岩流についての結果から，熔岩流が極めて均一であることが示された．ここで問題となるのは，Y_5 部層南

縁にみられる同一熔岩流の差である．サンプリングの不備や捕獲岩その他異質物によるとは考えられない．分析に供した約 5g の小片が他のものと特に鉱物組合せの異なつた部分であつたのか，また現在の知識では考えられないが層が異なるのかという基本的な問題を充分検討して後，同一熔岩流でも本質的にマグマに直結して，組成の非常に異なつた部分があるということを決めなければならない．一連の噴火活動であつても，活動中に噴出口の位置が著しく変つた場合などには噴出物の成分変化が期待される[4]が，この場合とは異なつているように思われる．ただし，S_2 部層でみられる 2 個の試料の成分間の大きな違いは，同一時期であつても，噴出口の位置が異なつていたという理由で説明されるであろう．

6) 層準（時代）による各熔岩の化学組成の相異

以上に取扱つた各層の火山岩のうち，*N* 層および *S* 層はまだ試料も不充分であり，火山弾をもつて代表したものがあり，その当否は不明なので，ここでは *Y* 層の各部層についての化学組成を比較してみる．もちろん，各部層の均一性を考慮し，組成の平均値を比較することになるが，各平均値の変動率を考慮してある．第 10 図は横軸に層準，縦軸に酸化物の百分率をとつた各部層の化学成分の比較図である．便宜上平均値を示す点は点線でつないである．一層準で百数十年間の間隔があり，約 500 年間に，恐らく同一のマグマ溜りから 5 回にわたつて流れ出した熔岩の化学成分の変化を示していると考えてよいであろう．とくに Y_4 より新しいものは中央火口丘熔岩という意味でほぼ確実に一連のものである．



第 10 図

SiO_2 は大体古いものから新しいものへと僅かながら減少する．

TiO_2，Fe_2O_3*，MnO は Y_4 より Y_1 へと増加の傾向をたどり，Y_1 で Y_5 と大体等しい含有量となる．

Al_2O_3 と CaO は同じ傾向にあり，いずれも Y_2 と Y_5 のものは Y_1，Y_3，Y_4 より僅かに少ないようである．

MgO は他の成分と異なり，Y_1〜Y_3 は似ており，Y_4，Y_5 より僅かに減少している．

アルカリ，P_2O_5 は分析精度にもよるが，その差を認めることができない．

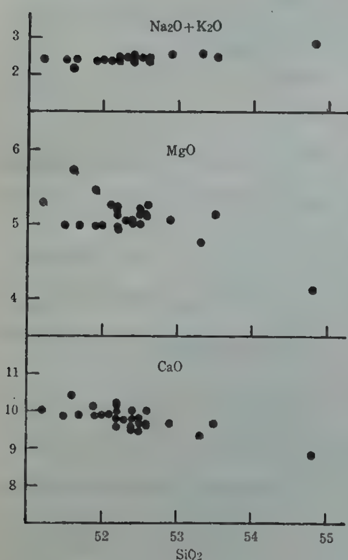
森本ら[4]の昭和熔岩の結果（平均値）を Y_4 から Y_1 までの傾向と比較すると，SiO_2，Al_2O_3 は増加に転じ，Fe_2O_3*，MnO，P_2O_5 は減少に転じている．これは Skaergaard のマグマが95%固化して以後に示す変化とよく似ており興味深い[14]．

7）　2，3 の成分間の相互関係

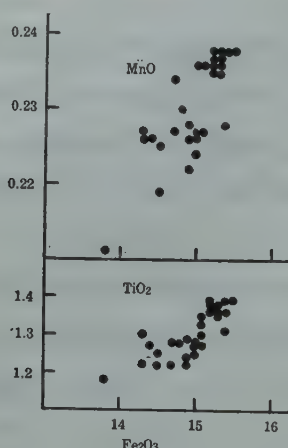
分析した37個のうち，Y_5 に属する No. 696 を除いた36個について，各成分間の関係をみることにする．No. 696 は前述のように多量の水を含み，非常に酸化，変質しているので除いて考えることにした．36 個の岩石はほとんど同程度の水を含んでいるので，水を除いて換算した百分率についての関係をとらず，直接第 1～6 表の値について比較する．SiO_2，TiO_2，Al_2O_3，Fe_2O_3*，MnO，MgO，CaO，(Na_2O+K_2O) の8成分につき，各2成分間の関係は28通りあるが，このうち SiO_2–CaO，SiO_2–MgO，SiO_2–(Na_2O+K_2O)，Fe_2O_3*–TiO_2，Fe_2O_3*–MnO，CaO–MgO，CaO–($Na_2O + K_2O$) および TiO_2–MnO 以外の組合せは明らかな関係が見出されなかつた．

これらの玄武岩は SiO_2 51.2%から 54.8%の間にあり，CaO と MgO は大体 SiO_2 くが多なると少なくなつて行く．これに反し，($Na_2O + K_2O$) は SiO_2 の増加とともに増加している（第 11 図），

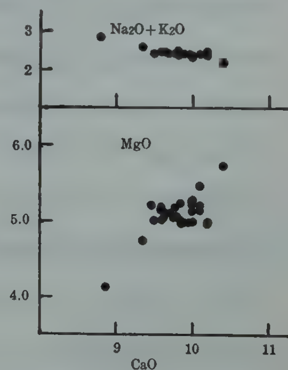
Fe_2O_3* は 13.8%から 15.5%の間にあり，Fe_2O_3* が増すと，TiO_2，MnO が増加する傾向にある．これらの関係は第 12 図に示した．



第 11 図



第 12 図



第 13 図

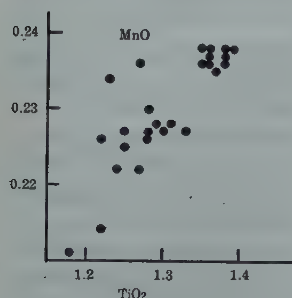
CaO は 8.82%から 10.4%の間にあり，CaO の増加につれて MgO は増加し，一方 ($Na_2O + K_2O$) は減少する．この関係は第 13 図に示した．

鉄の増加につれ，TiO_2，MnO は増加するので，TiO_2 と MnO 間の関係をみたのが第 14 図である．No. 695 と No. 698 を除くと大体 TiO_2 の増加につれ MnO が多くなる傾向をみる

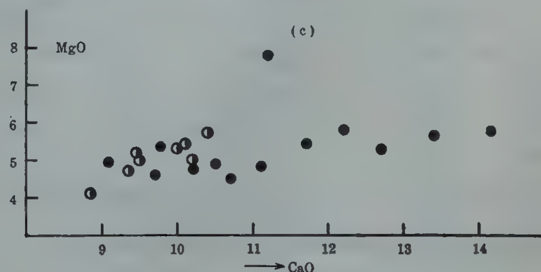
ことができる．この外，図には示さなかつたが，(Na_2O+K_2O) は MgO が増すと減少する．

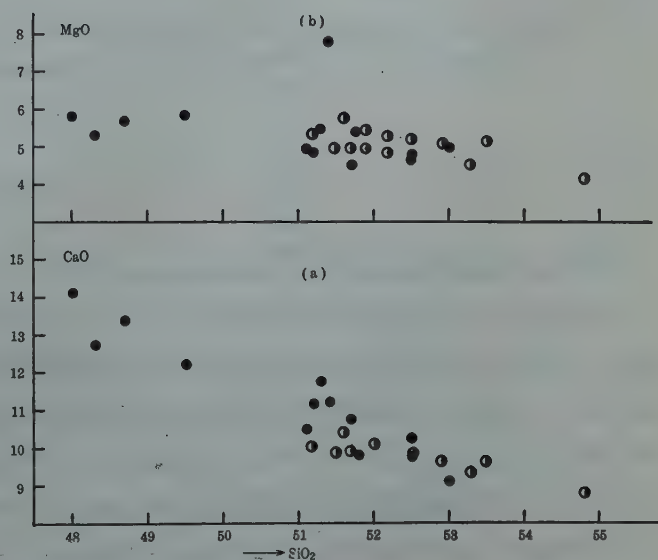
このような関係は決して大島火山だけでの特徴ではなく，多くの他の火成岩についても得られるものであるが，ここで取扱つたものはその成分の変化範囲が非常に狭く，しかも取扱つた試料の大部分が恐らく同一のマグマ溜からのもので，大陸殻の影響を受けていないということが特徴であると思われる．

ここで得られた2成分間の関係を今までに報告された大島の基盤をも含めたさらに古い時代の玄武岩と比較してみよう．ここでは TiO_2, MnO. (Na_2O+K_2O) の関係する比較は除外して，



第 14 図





第 15 図

SiO_2，MgO，CaO 間の2成分の関係をみることにする．第 15 図に SiO_2–CaO，SiO_2–MgO および CaO–MgO の関係を示した．図中，黒丸は今までに報告された値を示し，半黒丸は，新しく得られた値のバラツキを定性的に示したものである．

第 15 図(a) から明らかなように，CaO は大島の火山岩の全般にわたつて SiO_2 の減少にしたがつて増加していることがわかる．また MgO は一例を除いて SiO_2 の減少につれ増加し，CaO の増加につれて増加する傾向にある．SiO_2–MgO，および CaO–MgO の関係で特異なものは，大島火山の基盤をなす岡田玄武岩類の composite autointrusion の周縁部 (aphyric basalt) のもので[13]，きわめて MgO に富んでいる部分である．新しい噴出物中に大量に

この種の岩石は存在しないようである．

第7表　Fe/Mg 値

				Fe/Mg	平均
新期大島層群	中央火口丘熔岩	1950-噴出物		3.64	
		1912-噴出物		3.56	
		Y_1		3.59	平均 3.48
		Y_2		3.52	
		Y_3		3.51	
		Y_4		3.32	
		Y_5		3.45	
			No. 585	3.71	
			587	4.02	
		N_1,	No. 691	3.08	平均 3.20
		N_3,	702	3.37	
		N_4,	701	3.14	
		S_2,	581	2.92	平均 3.02
		S_2,	610	3.12	
古期大島層群	外輪山熔岩		No. 1	3.38	
		(?	2	3.24	
			3	3.23	)
基盤岩類	岡田玄武岩		No. 1	2.00	
			2	2.82	
			3	2.12	
			4	2.24	
			5	4.54	
			6	3.22	
	筆島玄武岩			2.29	

第7表　Fe/Mg 値説明

岡田玄武岩
- Nos. 1, 7　岡田玄武岩類中の岩脈　岩崎岩次[2)]
- Nos.2 ～6　長島弘三[3)]

筆島玄武岩　H. Ikuma[5)]

外輪山熔岩
- No. 1　西部のカルデラ壁に露出する熔岩　岩崎岩次[2)]
- No. 2　元村の安山岩質玄武岩　（Y_5 熔岩の可能性がある）
  Kôichi Kani: *Proc. Imp. Acad.*, **10**, 79 (1934)
- No. 3　差木地村東端の海崖最上層熔岩．完晶質，斑晶としては微量のカンラン石の他，calcic bytownite, labradorite, diopsidic augite, magnetite がある（岩質，位置から Y_4 lava の可能性がある）．
  坪井誠太郎：地質雑，**24**，468 (1917)

1912—噴出物　明治大正熔岩及び岩滓4ヶの平均値
坪井誠太郎：地質雑，**24**，469 (1917)

1950—噴出物　昭和 25 年熔岩及び火山弾4ヶの平均値
森本良平・小坂丈予[4)]

つぎに鉄とマグネシウムの比について考えてみよう．鉄とマグネシウムは火成岩中の有色鉱物をつくる成分であり，有色鉱物の組合わせおよび各固溶体の分離段階によつて大きく変化する量となる．筆者の一人桂[15)]はさきに火山岩の微量成分の分布型式について，Fe/Mg を岩漿分化の尺度として考えたが，ここでも同じ根拠にたつて，この比の変化をみることにする．Y_1，Y_2，Y_3，Y_4 部層の熔岩の Fe/Mg 値は各部層については同じような値となるので，それぞれの層の平均値で代表させる．Y_5 部層では No. 585 と No. 587 を除くと，その他はほぼ同一の値となるので，それらを平均した値について考える．第7表にはこのようにして得られた値と，今までに報告された分析値から求めた値を一緒に示してある．

Y 層については Fe/Mg は 3.32 から 3.59 の間にあり，中央火口丘から流出した Y_3～Y_1 では極めてわずかではあるが Fe/Mg は増大している．この傾向は 1950～51 年の熔岩について得られる値 3.64 をみても，古いもの程 Fe/Mg 値は小さく，時代とともに岩漿分化が

進み，その一部分づつが地表に流出したのではないかと考えられそうである．この傾向は Y, N, S 層を比較するともつと明らかとなり N 層の平均は 3.20，S 層は 3.02 と小さくなつている．しかし，Y_5 部層では，きわめて特異なものが，量はわずかではあるが流出しており，これらは Y_5 部層の他の多量の熔岩にくらべ非常に分化の進んだ部分を示していることも注意しなければならぬ．これらの値を，基盤の岡田および筆島玄武岩類とくらべると，基盤岩類の Fe/Mg 値が非常に小さく，同一玄武岩漿から大島の岩石が由来したとすれば，基盤熔岩類は新期大島層群および外輪山熔岩（古期大島層群）の岩石にくらべ分化初期の玄武岩が多いことがわかる（外輪山熔岩 3 個のうち 2 個は Y_4 および Y_5 のものである可能性があり，確かな外輪山熔岩の分析値は岩崎[2] の 1 個のみである）．ここでも No. 5 のように segregation vein としてその量はきわめて少ないが異常に大きい Fe/Mg 比をもつもののあることに注意しなければならぬ．

Fe/Mg の値は上述したように有色鉱物を対象としたとき，それらの有色鉱物の変化の総合的様式に関係する値である．しかし火成岩は有色鉱物からだけ成り立つものではなく，同時に斜長石の成分変化の有様をもしらべなければならないであろう．基盤の熔岩類にくらべ新期大島層群の熔岩はいずれも CaO が少なくアルカリが多いので，斜長石中の CaO は基盤熔岩のものに多いことが化学成分の比較からもわかるのであるが，これらのことについてはさらに多数の基盤熔岩について研究する予定である．

§8 む す び

筆者らは，大島火山を構成する噴出物のうち，カルデラ生成時およびそれ以後と考えられる噴火によつて抛出された熔岩その他について，その層準と化学組成を明らかにし，岩石学的にはほとんど同一の岩石のなかでも時間とともにその各々にわずかではあるが，規則正しい変化のあることを認めた．また各成分間の相互関係について種々の組合せを考え，2，3 の成分について得られた規則性は新期大島層群の資料（主として熔岩）だけでなく，大島の基盤熔岩についてもあてはまることを示した．しかし，これらの関係はさらに詳細に研究するためには，新期大島層群について行なつたのと同じ精度で，寄生火山，外輪山，基盤火山の噴出物について研究する必要があろう．

終りにのぞみ，終始御鞭達をいただいた東京工業大学岩崎岩次教授，東京大学片山信夫教授に感謝の意を表する．東京大学久野久教授には研究についての種々の御便宜をいただいた．また大島地質調査委員会が現地調査に与えられた御援助に対し深く感謝する．また，地質調査所一色直記氏は一部の資料の採取に同行され，色々と討論して下さつた．同技官に感謝する．

文　献

1) S. TSUBOI: *Jour. Coll. Sci., Univ. Tokyo*, **43**, 6 (1920).
2) 岩崎岩次: 日化, **56**, 1511 (1935).
3) 長島弘三: 東京農工大農学部学術報告, **1**, 1 (1953).
4) 森本良平・小坂丈予: 地学雑誌, **60**, 136 (1951).
5) H. IKUMA: 東大地質学教室卒論（手記）(1955).
6) K. NAKAMURA: *Sci. Pap. Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo*, **10**, 134 (1960).
7) 角　清愛・上村不二雄・小野晃司・一色直記: 地質調査所月報, **10**, 167 (1959).
8) 岩崎岩次・桂　敬・小沢竹二郎・吉田　稔・真島美智雄・原村　寛・岩崎文嗣: 火山, 第2集, **5**, 9 (1960).
9) 大森房吉: 震災予防調査会報告, No. 46, 367 (190).
森本良平: 火山, 第2集, **3**, 大島特集号, 17 (1958).
10) 中村清二: 震災予防調査会報告, No. 79 (1915).
11) 坪井誠太郎・菅原　健・小穴進也: 科学, **14**, 102 (1944).
K. SUGAWARA, S. OANA and T. KOYAMA: *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, **20**, 721 (1944).
———: *Proc. Jap. Acad.*, **25**, 103 (1949).
12) I. IWASAKI, N. KOKUBO and T. KATSURA: *Bull. Chem. Soc. Japan*. **29**, 379 (1956).
13) 久野　久: 火山, 第2集, **3**, 大島特集号, 1 (1958).
14) WAGER, L. R. and DEER, W. A.: *Medd. Grønland*, **105**, No. 4, 1 (1939).
15) 桂　敬: 日化, **77**, 1362 (1956).

軽　石　の　密　度

——熔結凝灰岩生成機巧についての一考察——

東北大学教養部地学教室　八　木　健　三
青森県八戸商業高等学校　松　山　力
青森県大三沢高等学校　七　崎　修

（昭和 35 年 5 月 12 日発表，昭和 35 年 5 月 26 日受理）

Density of pumice — with reference to the mechanism of formation of welded tuffs

Kenzo YAGI
Institute of Earth Sciences, Tohoku University

Tsutomu MATSUYAMA
Hachinohe Commercial High School, Aomori Prefecture

Osamu NANASAKI
Ômisawa High School, Aomori Prefecture

The bulk density of pumice was measured on about 150 samples collected from the pumice flow deposit of Towada caldera. It varied between 0.211 and 0.777, the average being 0.51, and the porosity varied between 67 and 90%. In spite of these wide differences in the bulk density, mineralogical as well as chemical compositions of these samples are essentially similar, and the true density of homogeneous glasses obtained by melting these samples is also similar. Therefore, the difference in the bulk density of pumice is probably due to the difference in physical conditions, such as temperature and relief of hydrostatic pressure. It is apparent that peculiar mode of grain size distribution of pumice flow deposit of Towada caldera is not genetically related to the difference in bulk density.

The results of thermal experiment carried out on these pumice samples at temperatures between 700°C and 1370°C, are compared with the natural welded tuffs. The obsidian patches in the latter can be correlated to the result obtained at 1200°C, but this gives only the upper limit of formation of welded tuffs, because the experiments do not take into account the hydrostatic pressure or volatile components, both of which play important roles in the formation of welded tuffs.

As the bulk density of pumice flows is generally estimated to be less than 1.0, they are not accumulated firmly on the bottom of the ocean, if they are erupted by submarine volcanic activity. Therefore, the welded tuffs may be taken as the feature of terrestrial formation.

§1　は　じ　め　に

噴火現象の機巧に関する総合研究（1956～58 年度・代表者　久野久）の 1 つのプロジェクトとして，われわれ（久野・八木・森本・山崎・一色・生出・谷田・鎮西・その他）は十和田カルデラの周囲に広く発達する軽石流堆積物と降下軽石堆積物とについて，その分布，粒径，外来岩片の種類と粒径などを広い範囲にわたつて調査した．たとえば，1 辺 5 km の正方形の各

区域について，軽石流の粒径の測定（最大のもの 10 個の直径の平均値）を行つてみると，カルデラの周囲では軽石の粒径はむしろ小さく，中心よりの距離とともに増大し，10 数 km の地区に粒径の最大値があり，これをこえると再び減少してゆくこと，いいかえると，軽石の粒径分布はカルデラを中心とした同心円をかかず，10 数 km はなれた 3 カ所に，それぞれ極大をもつ不規則な分布を示すことがわかつた．これらの詳細については，あらためて他に発表の予定である．

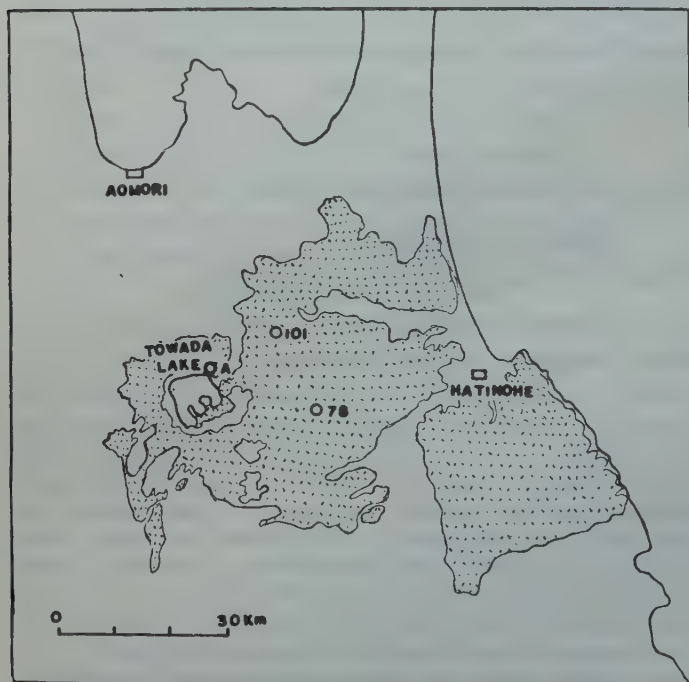


Fig. 1. Distribution of Towada pumice flow, and localities of analyzed samples.
A: Aobuna-toge, 78: Locality No. 78, 101: Locality No. 101.

一般に降下軽石堆積物においては，噴出地点よりの距離とともに粒径が規則正しく減少してゆくことが知られている[1]．では十和田軽石流に見られるこの予想に反した粒径の分布状態はなぜおこつたのであろうか．これはあるいは軽石の密度と何らかの関係がありはしないだろうか．この問題を明らかにする目的をもつて，われわれは十和田軽石流の軽石について，見かけの密度を測定した．

もう 1 つには，いままで軽石の密度については意外にも，あまりよくしられていなかつたので，軽石生成の機巧，ひいては火山噴火の本質を明かにしてゆく上に，このような研究も意義があると考えたからである．

野外における標本の採集は主として松山と七崎が行い，実験，ならびに結果の考察は八木が行つた．

§ 2. 測定の方法

十和田湖東方において，軽石粒径の分布において極大値を示す 2 つの区域を中心とし，ほぼ 30 km×30 km の地域にわたる約 20 カ所の露頭から，できるだけ大きな軽石塊標本 150 個

以上を採集し，これについて見かけの密度 (bulk density) を測定した (Fig. 1). もちろん軽石は水に浮くため，水中に浸して測ることはできない. いろいろの方法を試みたが，結局軽石を岩石切断鋸で立方体に切り，その体積と重量から，見かけの密度をもとめるのが，もつとも正確であることがわかつた.

§ 3. 軽石の見かけの察度

この方法で測定した結果を Table 1 に示す. 表に明かなように，軽石の見かけの密度は最小 0.211 (No. 115 地点) より最大値 0.777 (No. 78 地点) にいたるまで，広い範囲にわたつて変化している. すべて同一の軽石流に属するにもかかわらずこのような広い変化を示すことはいちじるしいことである. さらに同一露頭より得られたいくつかの軽石においても，その密度は広い変化を示している.

その密度の瀕度分布図 (Fig. 2) からうかがわれるように，0.45〜0.55 の間の値のものが最も多く，その平均値は 0.51 となる.

Table 1. Bulk density of pumice samples from Towada pumice flow.

Bulk density	Number of measurement
Less than 0.15	0
0.15〜0.25	5
0.25〜0.35	9
0.35〜0.45	38
0.45〜0.55	43
0.55〜0.65	32
0.65〜0.75	20
0.75〜0.85	2
More than 0.85	0
	149

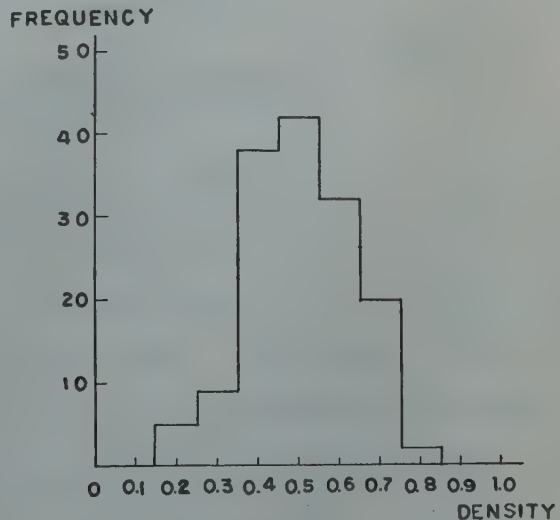


Fig. 2. Frequency of bulk density of pumice samples of Towada pumice flow.

つぎに軽石の容積と，見かけの密度との間にどのような関係があるだろうか. たとえば No. 78 地点（沢口部落）についてみると，一見軽石が大きくなるほど密度が減少するかのような関係がうかがわれる (Fig. 3A). しかし一方 No. 105 地点（田代平東方）のように，両者の間にほとんど関係のみとめられないものもある (Fig. 3B). そこで全部の標本について，その容積と見かけの密度との相関々係を求めると，第 4 図に示すように，両者の間には有意の関係

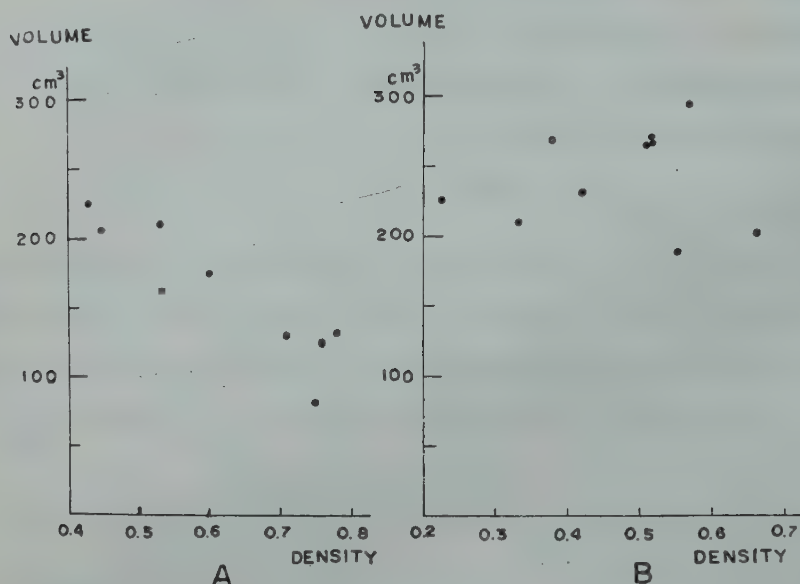


Fig. 3. Relation between bulk density and volume of pumice samples from two localities.
A: Locality No. 78. Sawaguti
B: Locality No. 105. East of Tasirotai

は存在しない．すなわち軽石の粒径と見かけの密度とは，互に無関係である．したがつてこの研究をはじめるにいたつた問題一軽石粒径の分布状態と，その見かけの密度との間には，別に関係がないことが明かにされた．だから軽石粒径の分布に極大値のある事実は，他にその原因を求めなければならないが，いまの所明かではない．

あとでのべる加熱実験によつて，この軽石を 1370° に熱して均一なガラスにしたものについて，密度をはかりつぎの値を得た．

No. 78　2.38

No. 101　2.39

すなわち両者はほぼ実験誤差の範囲内で一致する．これらはいずれも孔隙をもたないので，真の密度とみなされる．これから孔隙率 P_γ (%) はつぎの式から計算できる．

$$P_r = 100 \times \left(1 - \frac{\gamma_\beta}{\gamma_g}\right)$$

ただし　γ_β:　見かけの密度

　　　　γ_g:　真の密度

No. 78

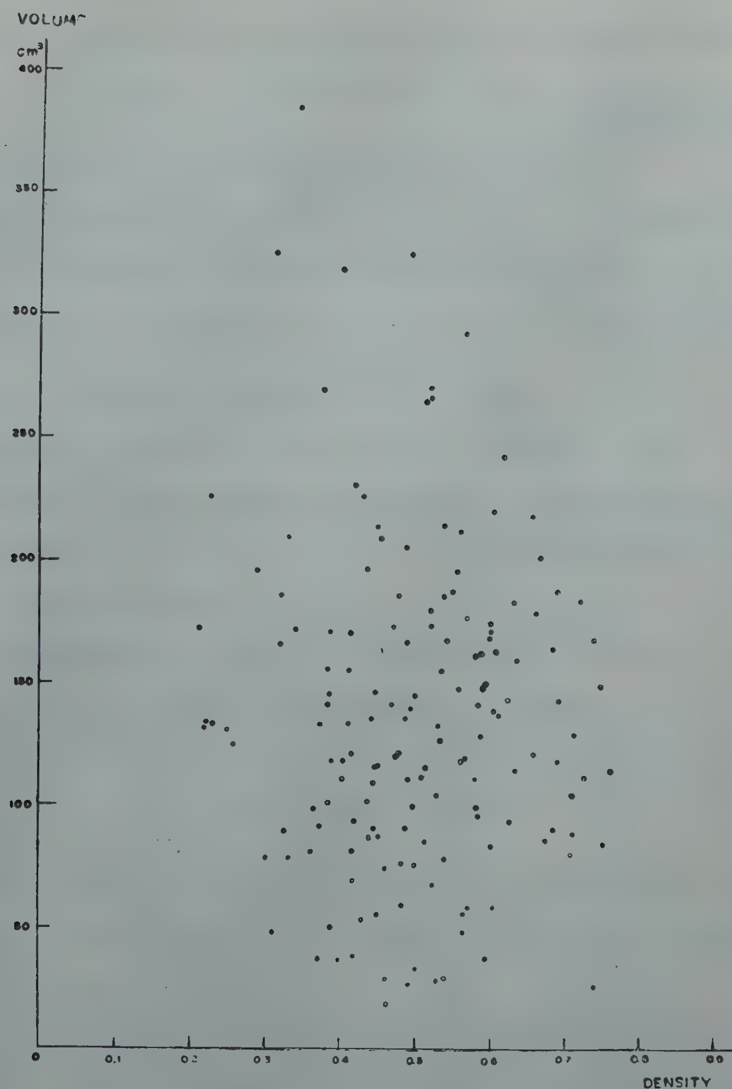


Fig. 4. Relation between bulk density and volume of all pumice samples from Towada pumice flow.

$$P_r = 100 \times \left(1 - \frac{0.78}{2.38}\right)$$

$$= 67\%$$

No. 101

$$P_r = 100 \times \left(1 - \frac{0.23}{2.39}\right)$$

$$= 90\%$$

すなわち孔隙率もまた広い範囲の変化を示すのである.

§ 4. 軽石の岩石学的性質

つぎにこのようないちじるしい見かけの密度の差は何によつて，ひきおこされるかをみるために，もつとも密度の小さいものの 1 つとして No. 101（地点蝦夷舟南方）の軽石（密度 0.230）と，もつとも密度の大きな No. 78（地点沢口部落）の軽石（密度 0.777）とをえらび，岩石学的性質を調べた.

No. 101, No. 78 ともに，きわめて多孔質であり，ことに No. 101 はやわらかく，指頭でおしつぶすことができる．ともに斑晶としては，多量の斜長石（An 44～52）と少量の紫蘇輝石（$\beta \fallingdotseq 1.700$, En 67），と普通輝石（$\alpha = 1.697$）を含み，石基は全部ガラス（$n = 1.506$～1.512）で，気泡に富む軽石組織がよくみとめられる．斑晶やガラスには差はみとめられないが，No. 78 の方が斑晶の量がやや多い.

Table 2. Chemical compositions of pumice samples from Towada pumice flow and Towada pumice fall.

	1	2	3	4	5
SiO_2	70.40	68.47	69.73	64.13	63.51
TiO_2	0.58	0.69	0.39	0.49	0.54
Al_2O_3	14.03	15.14	13.59	16.22	16.24
Fe_2O_3	0.91	1.26	1.14	1.87	2.78
FeO	1.67	1.68	1.36	3.56	2.52
MnO	0.12	0.10	0.08	0.10	0.06
MgO	0.62	0.73	0.64	1.82	1.74
CaO	3.15	3.89	2.81	5.26	5.24
Na_2O	4.35	4.28	4.13	4.16	4.02
K_2O	0.97	0.92	1.20	1.04	1.03
H_2O+	2.63	2.31	4.16	0.86	1.44
H_2O-	0.19	0.05	0.97	0.46	0.49
P_2O_5	0.20	0.12	0.21	0.21	0.16
Total	99.82	99.64	100.41	100.19	99.77
Analyst	Yagi	Yagi	Kawano	Tanida	Tanida

1. Augite hypersthene dacite pumice, flow, South of Ezohune, Towada-mati, Aomori Prefecture.
2. Augite hypersthene dacite pumice, pumice flow, Sawaguti, Singo-mura, Sannohe, Aomori Prefecture.
3. Augite hypersthene dacite pumice, pumice flow. Road cut near Aobunatoge, north of Towada lake.
4. Augite hypersthene andesite pumice, pumice fall, black, obsidian-like welded part. Kankodai, eastern calderawall of Towada lake.
5. Ditto. reddish brown, welded part.

つぎにはたして化学組成に差があるかどうかをみるために，両標本の化学組成をもとめた(Table 2，1と2)．表にみるように，両者は SiO_2 でほぼ2％，Al_2O_3 でほぼ1％の差があり，No. 78 の方がわずかに苦鉄質である．しかしこの化学組成上の差はきわめて小さなものというべく，これをもつて見かけの密度の差を説明することはできない．つぎに Table 2 の3には，十和田カルデラの内壁，青橅峠付近の軽石の化学組成を示した[2]．その値は，No.78 と No. 101 のほぼ中間である．これらはいずれも同時に噴出した同一の軽石流に属するものであつて，ほぼ近似した値を示しているが，化学組成においてこの程度の差異はあることがわかる．

§ 5. 軽石の加熱実験

No. 78 と No. 101 の軽石の粉末を，白金箔の袋に入れ，電気炉中で種々の温度に加熱して，その変化を観察した．2つの標本について得られた結果はほとんど同一であるので，つぎの Table 3 には両者を合せて示した．

つぎにこの加熱実験を行つた試料について，FeO を定量すると，Table 4 のようになる．

Table 3. Thermal experiment of pumice.

Temperature	Time	Result
Unheated	—	Pale bluish grey in color. Powder. Pumice structure well developed. Glass n=1.506〜1.512.
700°C	48 h	Almost no change
800°C	22 h	No sintering. Only slightly brownish in color. Formation of small amount of minute hematite.
900°C	48 h	Barely sintered. Slightly brownish in color. Formation of more hematite crystals along vesicules. Pumice structure remains.
1000°C	24 h	Sintered. Reddish brown in color, more hematite crystals are formed, with intercalating nearly colorless glass. n=1.496. Pumice structure remains.
1100°C	24 h	Completely sintered and slightly melted with glistering rounded surface. Deep reddish brown in color. Formation of flaky hematite between colorless glass n=1.494. Phenocrysts mains intact. Pumice structure is lost.
1200°C	24 h	Completely melted with glassy surface. Pale brownish grey in color. Most of hematite is melted, but lots of plagioclase and small amount of minute hypersthene and augite are present in slightly greyish glass. n=1.503.
1300°C	24 h	Nearly completely melted into dark grey glass. No hematite, but traces of plagioclase and pyroxene are present in pale greyish glass. n=1.507.
1350°C	24 h	Completely melted into dark grey glass resembling obsidian in appearance. Plagioclase and pyroxenes are also melted. Homogeneous pale grey glass. Glass No. 78 n=1.511 Glass No. 101 n=1.508
1370°C	24 h	Same as the result at 1350°C

Table 4. FeO content

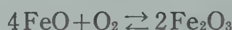
Temperature	No. 78	No. 101
Unheated	1.68	1.67
1,000°C	0.39	0.31
1,370°C	0.64	0.71

もちろん加熱によつて全鉄量には変化はないから，FeO が減少することは，



$$4FeO+O_2 \rightarrow 2Fe_2O_3$$

なる反応によるものである．ところが完全に熔触すると，再び FeO が増加することが注目される．これは上と逆方向の反応がおこなわれるためであつて，結局 1300° 前後の液相の存在する条件のもとでは，



$$4FeO+O_2 \rightleftarrows 2Fe_2O_3$$

なる平衡が成立するものと思われる．このことはすでに著者の 1 人が，火山ガラスの屈折率から推定していたところである[3]．

神津ら[4] は黒曜石を加熱すると，900°C 前後において，爆発的な膨脹をして，軽石となることを示した．最近佐久間ら[5] や下鶴ら[6] はこの実験をさらに詳しく究明し，黒曜石を加熱するときの温度や，外圧の減少の割合などによつて，気泡の発生率や成長がいちじるしく異なることを見出している．

すなわち自然の軽石においても，その生成時における物理的条件が部分的にかなり異なつていたため，その孔隙率や見かけの密度に大きな変化があるものと考えられる．ただわれわれの実験は軽石そのものの加熱実験であるため，軽石の生成条件についての具体的な結論はえられなかつた．

§ 6. 熔結現象との比較

十和田カルデラの軽石流では，あまり熔結のおこなわれたものはみられないが，十和田湖畔観湖台付近には，降下軽石堆積物の下部において，かなり熔結作用がすすみ，赤褐色の地の中に黒色の黒曜岩のパッチがひきのばされている．この軽石は安山岩質のもので，Table 2（4）と（5）にみるように，以上のべてきた軽石流堆積物とはかなり異なつた組成をしめす[7]．なおこの熔結凝灰岩のうち，黒色パッチ状の部分と，赤褐色の地とは，化学組成はほとんど同一であるが，ただ Fe_2O_3 と FeO の含有量のみ異なつており，黒色パッチの部分は赤褐色の地にくらべて FeO が多く，Fe_2O_3 が少ない．この関係は Table 4 に示したところと一致するのは興味ぶかい．この熔結凝灰岩の見かけの密度は 2.15 である．

この東北方，宇樽部（うたるべ）より 1 km ほど東方には，これと同じ降下軽石堆積物中における二次噴気孔のまわりで，クルミ大～卵大の軽石片が半ば熔融し，赤褐色の集塊岩状に固結したものがみられる．その見かけの密度は 1.61 である．周囲にある白色の軽石は全然熔融のあとはみら

れず，その密度は 0.70 程度である．したがつて容易に想像されるように，熔結作用の進行とともに，見かけの密度が 0.7 から 2.15 へと増大することが明かである．

さきにのべたように石英安山岩質の軽石流堆積物の軽石についておこなつた加熱実験を，組成のことなつた安山岩質降下軽石堆積物の熔結作用と直に比較することは当を得ないが，熔結作用の大体の傾向をうかがうことはできよう．両者を比較すると，二次的噴気孔のまわりの熔結作用はさきの加熱実験における 1000°C の結果に相当し，観湖台の熔結凝灰岩の赤褐色部が 1100°C，同じく黒色パッチの部分が 1200°C の結果にそれぞれほぼ相当している．

もちろん実際に降下軽石堆積物中で，このような高温度が達せられたとは考えられず，これは可能な温度の上限を示したものにすぎない．この加熱実験においては，圧力が1気圧であること，軽石中にはじめ多量にふくまれていた揮発成分がすでに逸散していることなどのために，熔結作用は実際の場合よりも，かなり高い温度で行われたものと推定される．おそらく揮発成分と圧力を加えれば，熔結作用の温度はもつと低くなるであろう．揮発成分が大きな役割を果すことについては，さきにのべた二次噴気孔のまわりでは，全然上方からの圧力がかかつていないのにもかかわらず，ガスのためにかなり熔融していることからも，うかがうことができる．

これらの点については，さらに圧力や揮発成分を加えた実験を必要とするであろう．

§ 7. 熔結凝灰岩の生成機巧

以上のことから熔結凝灰岩の生成には，揮発成分の存在と，圧力の影響とがきわめて重要であることがわかつた．軽石の密度は平均 0.50 位であるから，水中に入れば，底に堆積することなく，水面に浮ぶであろう．一般に軽石流は軽石のみでなく，基盤岩類や火山体をつくる火山岩などの石質岩片を含んでいる．いまその密度を2.0とし，これが軽石の半分位混じているとすれば，軽石流全体としての見かけの密度は1.0位になる．しかし実際はこんなに多量の石質岩片を含む軽石流はまれであるから，軽石流全体の密度が1.0をこえるようなものは，ごくまれであろう．したがつて軽石流が水中に流れこみ，または海底から抛出されたとしても，底にしつかりと堆積することは考えられない．さらにこの場合には，水によつて軽石のもつ熱量が速かにうばわれるであろう．いずれにしても，このような水中，とくに海底においては，熔結凝灰岩が生成することは不可能である．

ただ浅い湖などに流れ込み，これを埋めつくすような場合には，熔結作用は可能となろう．東北日本の背梁部に広く発達するいわゆる“緑色凝灰岩層”は中新世における火山活動の生成物で，莫大な量の流紋岩質〜安山岩質の凝灰岩層よりなつている．しかしこの層からは，従来

熔結凝灰岩は男鹿半島，新庄盆地，その他の地域などにまれにしかし見出されていない[8]．これはその堆積の条件が，熔結凝灰岩の生成に不適であることを示すものにほかならない．

緑色凝灰岩は，これにともなう多量の海成層の存在からも明かなように，海底における火山活動の生成物である．したがつて，はげしい爆発的噴火によつて，多量の軽石が海底に抛出されても，徐々に海上に浮上してゆくか，または浮上しないままでも，海底に堆積することができず，また軽石の有する熱は海水により速かにうばわれるであろう．その結果主に海底火山活動の所産である緑色凝灰岩には，熔結凝灰岩が少いものと思われる．したがつて，熔結凝灰岩は陸成層の1つの特徴と考えることができるであろう．

§8. 結　　語

十和田カルデラの軽石流の軽石の見かけの密度は 0.211～0.777 の間の広い範囲での変化を示し，平均値は 0.51 である．同一の露頭においてもかなり変化する．また孔隙率は 67%から 90% にわたつている．したがつて軽石流堆積物における粒径分布は軽石の密度とは相関々係はなく，その原因は他にもとめなければならない．1気圧の加熱実験によれば，天然の熔結凝灰岩とほぼ同じ外観を呈するのは，軽石粉末を約 1200°C に加熱したときであるが，かかる高温度は天然の場合には考えられない．これは上方よりの静水圧が加わらぬこと，揮発成分がすでに逸散していたことなどのために，それより低い温度では熔結が行なわれなかつたものである．したがつて，海底火山活動によつて，多量の軽石が抛出されても，その浮力のために，海底に堆積せず，熔結凝灰岩は生成されない．東北日本のいわゆる“緑色凝灰岩”層中に，熔結凝灰岩がごく僅かしか見出されないのは，これが主として海底火山活動の産物だからであろう．すなわち熔結凝灰岩は陸成相の特徴と考えられる．

おわりに実験を援助された大沼晃助・山崎貞治・太田茂志・青木謙一郎の諸氏に対して，感謝の意を表する．また久野久・水上武・河野義礼・石川俊夫・勝井義雄・山崎正男らの諸氏には有益な意見をよせられた．この研究に要した費用は文部省科学研究費によつたことを記しておく．

文　　献

1) 勝井義雄：支笏降下軽石堆積物について特に支笏カルデラ形成直前の活動について，火山2集，4，33～48 (1959)．

2) 河野義礼：十和田火山の岩石の化学的研究，岩鉱 22，223～239 (1939)．

3) 八木健三：火山ガラスの化学組成と屈折率との関係，火山 2集，4，167～168 (1960)．

4) 神津俶祐・上田潤一：駒ケ岳玻璃熔岩より浮石を生ずる温度とその膨脹状態 斎藤報恩会 駒ケ岳大爆発研究報文 166～170 (1932)．

5) 佐久間修三・村瀬　勉: 高温における火山ガラスの諸性質——粘性・気泡の成長, 火山 2 集, **2**, 6〜16 (1957).

6) 下鶴大輔・中牟田　修・妹尾博文・野田博治・種子田定勝: 軽石生成の機巧について, 火山 2 集, **2**, 12〜25 (1957).

7) 谷田勝俊: 珪長質火山岩の研究, 東北大岩鉱博士論文 (M.S.) (1960).

8) 田口一雄・谷田勝俊: いわゆる"及位層"中より熔結凝灰岩の発見とその重要性, 地質 **65**, 571〜573 (1959).

9) MINATO, M., YAGI, K. and HUNAHASHI, M.: Geotectonic synthesis of the green tuff regions in Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.* **34**, 237〜264 (1956).

10) ISHIKAWA, Toshio: Some petrological considerations on the Miocene volcanic activities in green tuff regions in Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.* Ser. IV, 471〜480 (1960).

山陰西部・新生代火山岩類の化学的性質*

地質調査所地球化学課　倉沢　一・高橋　清

(昭和 35 年5月 12 日発表，昭和 35 年9月1日受理)

Petrology and Chemistry of the Cenozoic Volcanic Rocks in the Western Part of the San-in Region, Southwest Japan.

Hajime KURASAWA and Kiyoshi TAKAHASHI
Geochemical Research Section, Geological Survey of Japan.

Volcanic rocks distributed in the western part of the San-in region belong to the so-called "Cenozoic alkali suite of Circum-Japan Sea region (TOMITA)".

Their distributions can be divided into three districts: Ōtsu-gun, Abu-gun and Mi-shima in Yamaguchi prefecture. The followings have been clarified by chemical analyses of 52 specimens and microscopic observations of many specimens of these volcanic rocks.

In the Ōtsu District, volcanic activities of the tholeiitic rock series took place, followed by that of the alkali rock series. As a part of the latter series, the series of iron rich type has been found.

In the Abu District, volcanic activities of the alkali rock series took place, followed by the activities of andesites of the calc-alkali rock series, which are formed by successive assimilation of the acidic rocks of the basement with alkali-olivine basalt magma. Large number of xenolithes of gneissose rocks have been found in a part of these lavas. Quartz xenocrysts are found in both of the rock series.

In the Mi-shima District, activities of the tholeiitic rock series took place, followed by that of the alkali rock series. The latter rock series are rich in olivine, and picritic basalt is sometimes found.

Most of these Cenozoic volcanic rocks erupted out after the Pleistocene Age, but some (Kasa-yama) in the Recent Age.

The tholeiitic rock series in the Ōtsu District show higher Na+K than that in the Izu and Hakone Districts. Almost all of the alkali rock series analysed in this study are plotted in the field of less Fe than of the Circum-Japan Sea province, on the triangular diagram of Fe-Na+K-Mg. Especially, the alkali rock series in the Mi-shima District show high ratio of Mg:Fe.

The calc-alkali rock series in the Abu District have similar chemical compositions as of the Chōkai volcanic zone (KATSUI) and the Daisen volcanic zone (KURASAWA and TAKAHASHI).

The results on the minor elements distributions in these rocks will be reported elsewhere.

§ 1. 緒　　言

西南日本，北西九州および山陰に広く分布する火山岩類について，近年岩石学的および地球化学的研究が行われるようになつた．ここ数年来筆者等は北西九州玄武岩類の地球化学的研究

* 本論文は昭和 35 年火山学会春季大会で発表し，掲載については地質調査所長の諒承をえた．

を端緒として，西南日本新生代火山岩類の岩石学的および地球化学的研究を行つている．

山陰西部に広く散在している火山岩類は，環日本海アルカリ岩石区[21]の一部を占め，それらはほとんど当地域の東部，山口県阿武郡および西部の同大津郡に分布し，また萩市北北西およそ 45 km 海上の見島にもみられ，3 地区に分けられる．玄武岩類はアルカリ橄欖石玄武岩類を主とし，阿武地区にはこれとの混成作用によつて生成されたと考えられるカルク・アルカリ岩類の活動もみられる．

本地域の火山岩類についての研究は，冨田達[22]の論文で一部論ぜられているのを除いては，具体的な研究が少く，青本篤夫[3]は地形学的に萩市東方地域の熔岩流および台地を論じ，また杉健一[17]は笠山を中心とした混成作用を論じている．図巾は 7 万 5 千分の 1「徳佐」「津和野」，20 万分の 1「山口」および 50 万分の 1「福岡」が地質調査所から，また 20 万分の 1「山口県地質図」が山口県から発行されている．村上允英[14]は玄武岩質熔岩中の捕獲岩類に注目して，地質構造上の問題を提起している．応地善雄[16]もまた当地域の岩石学的研究を行つている．

本論文では，おもに火山岩類の化学的性質についての総括を行い，ここに報告する．なお分析試料は 52 個である．微量化学成分分析結果もまとまつているので，別に報告する．野外調査はおもに 1958 年 11～12 月に行つた．

この調査にあたつて，山口大学村上允英，山口県庁蔵成，萩市役所杉山純一の各氏に，室内実験および研究上のことについて，地質調査所一色直記，小野晃司，野沢保の各氏に御世話および御指導をいただいた．また，東北大学河野義礼教授，八木健三教授，千藤忠昌助教授および青木謙一郎博士から関心を寄せられ，御助言をいただいた．記して感謝の意を表す．

§2. 地質概略

山陰西部地域の火山岩類は，その分布から，大津，阿武および見島の 3 地区に分けられる (Fig. 1).

これら新生代火山岩類は，はじめに大津地区および見島における局部的なソレイアイト質岩系による活動からはじまつた．洪積世になつてからアルカリ岩系玄武岩類が大津および阿武地区に，それに一部現世を含めて，カルク・アルカリ岩系の安山岩類が阿武地区に活動した．しかし，一般にそれらの相互関係および噴出順序は，局部的なものを除いて完全には明らかでないので，はつきりした結論を下さない．

A) 阿武地区

本地区の基盤岩類は，萩(はぎ)市および蔵目喜(ぞうめき)との中間に見られる古生層と，阿東町附近に見られ

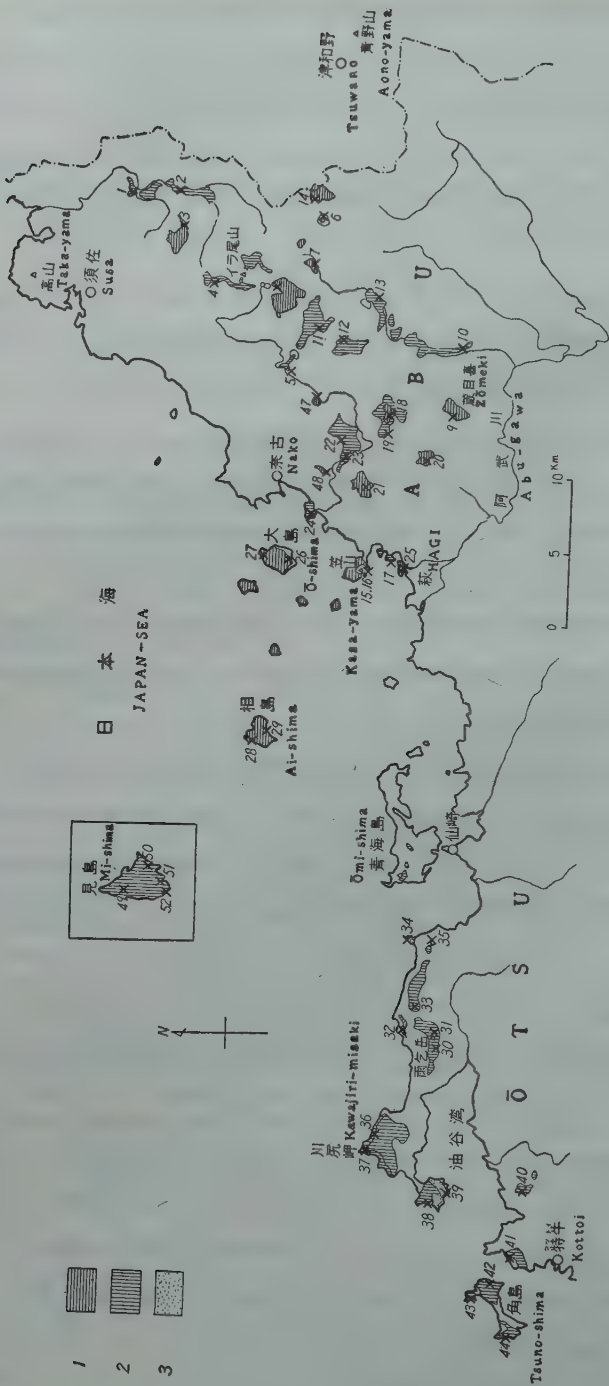


Fig. 1. Distribution map of the Cenozoic volcanic rocks, the western part of the San-in region, Southwest Japan.

1. Calc-alkali rock series
2. Alkali rock series
3. Tholeiitic rock series

Table 1. Chemical Components in Cenozoic Volcanic Rocks, Western Part of San-in Region, Southwest Japan.

Analyst : Hajime KURASAWA

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1)	San-34 今岬	-39 本油谷	-23 津黄	San-41 島戸浦	-44 角島・夢ヶ崎	-38 俵島	San-42 角島・[illegible]	-36 川尻岬・東	-35 [illegible]	-30 雨乞岳・[illegible]	37 川尻[illegible]	-31 雨乞岳	-43 角島・牧崎
2)	Byo	Bo	Sheet	Bo	Bo	Bo	TB	B(a)o	Bo	TBo	TBo	TBo	Bo
3)	IIc?	IIIb→c?	(III)c	IIIb	IIIb	IIIb?	IIIb	III?	IIIb?	IIIb	IIIb	IIIb	IIIb
SiO_2	48.92	50.32	53.60	43.06	44.36	45.64	46.40	46.52	46.78	48.28	48.68	49.40	49.58
TiO_2	1.27	1.99	0.87	2.57	2.35	1.28	2.22	2.36	2.10	2.08	1.96	2.53	2.16
Al_2O_3	17.23	17.12	18.46	17.03	16.46	17.31	17.41	17.03	16.38	16.42	18.20	16.10	16.73
Fe_2O_3	3.28	3.23	3.70	5.70	4.66	4.92	3.22	4.22	3.28	3.10	3.11	2.79	3.50
FeO	5.58	5.63	5.67	8.25	8.34	6.98	6.67	4.19	6.51	7.46	5.80	7.72	4.90
MnO	0.16	0.23	0.09	0.16	0.18	0.15	0.22	0.28	0.21	0.16	0.23	0.08	0.23
MgO	8.63	6.60	3.34	7.98	8.03	7.75	8.15	8.82	8.42	8.16	5.36	6.38	6.73
CaO	9.49	8.74	7.12	8.83	8.86	9.01	8.92	7.93	10.12	7.54	8.23	8.02	8.80
Na_2O	2.70	3.16	4.07	4.20	3.63	3.23	3.12	3.00	2.57	3.26	3.19	3.75	3.25
K_2O	0.60	1.13	0.61	1.53	1.61	1.66	1.78	1.38	1.28	2.25	1.77	2.66	1.32
P_2O_5	0.23	0.74	0.24	0.50	0.61	0.33	0.56	0.80	0.68	0.67	0.76	0.40	0.48
H_2O+	1.31	0.46	1.09	0.59	0.56	1.07	1.04	1.81	0.77	0.48	1.33	0.31	0.82
H_2O-	1.10	0.52	0.75	0.37	0.38	1.11	0.56	1.42	0.68	0.46	0.96	0.35	0.47
Total	100.50	99.87	99.61	100.77	100.03	100.44	100.27	99.79	99.78	100.32	99.88	100.49	99.97
SI	42.2	34.0	19.6	29.4	31.1	32.1	36.1	39.9	38.8	34.1	97.9	27.7	33.0

No.	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
1)	-33 雨乞岳・東	-40 大浦岳	San-6 長迫・[illegible]西	-13 [illegible]	-4 伊[illegible]	-2 畳岩	-1 中小川	-19 別所	-23 仁保谷	-11 金峯	-22 紫雲山・西	-17 中台	-24 鶴[illegible]
2)	Bo	TBo	Bao	Bao	TBao	TBao	TBa	TBo	Bao	Bao, q	Boa, q	Bao	Bo, q
3)	IIIb?	IIIb	IVb?	IVb	IVb?	IVb	Xb	IIIb	IVb	IVb	IVb	IVb	IIIb
SiO_2	49.70	49.84	46.40	46.98	47.04	48.12	48.88	49.26	49.58	50.06	50.50	50.50	50.66
TiO_2	2.31	2.06	1.92	2.01	2.26	1.83	2.15	2.11	2.34	1.72	2.26	1.84	1.90
Al_2O_3	16.39	17.18	15.30	16.39	17.59	17.05	17.80	18.03	15.56	15.10	15.31	16.61	17.26
Fe_2O_3	1.37	2.65	5.25	3.49	4.14	3.65	2.41	2.84	4.10	4.16	4.18	3.49	2.61
FeO	7.20	6.00	5.72	6.46	7.35	7.17	6.83	6.37	5.27	6.30	5.80	5.70	6.11
MnO	0.09	0.20	0.30	0.21	0.21	0.20	0.22	0.26	0.23	0.24	0.20	0.18	0.19
MgO	7.35	6.42	9.67	9.08	6.72	6.72	5.69	5.02	7.44	8.01	7.09	5.98	4.45
CaO	8.74	9.53	9.86	9.63	7.87	8.42	8.86	8.68	9.22	8.78	8.50	8.65	9.85
Na_2O	3.25	3.13	2.65	3.07	3.69	3.73	4.26	4.24	3.31	3.52	3.52	3.71	3.28
K_2O	1.41	1.82	1.81	1.27	1.67	1.77	2.00	1.56	1.54	1.71	1.55	1.75	1.34
P_2O_5	0.66	0.75	0.80	0.42	0.63	0.76	0.43	0.57	0.74	0.37	0.48	0.49	0.46
H_2O+	0.43	0.26	0.35	0.44	0.48	0.32	0.40	0.71	0.60	0.40	0.53	0.73	0.85
H_2O-	1.00	0.31	0.40	0.54	0.34	0.30	0.33	0.34	0.46	0.32	0.52	0.38	0.92
Total	99.90	100.15	100.43	99.99	99.99	100.04	100.26	99.99	100.39	100.69	100.44	100.01	99.88
SI	35.9	32.4	39.3	39.5	29.0	29.6	27.2	25.4	35.0	34.4	32.6	29.5	25.4

Oo.	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
1)	-5 [illegible]	-10 [illegible]	-12 千石台	San-7 [illegible]	-25 [illegible]	-3 [illegible]	-9 [illegible]	-14 [illegible]	-15 [illegible]	-16 [illegible]	-18 [illegible]	-8 [illegible]台 ([illegible]台)
2)	TBoa, q	Bao	? Aao, q	Byabo, q	Bo, q	Aao, q	Aoay, q	A	Ayoa, q	(Ayoa)	Aa, q	Aa, oq
3)	IVb	IVb?	VIb?	XVd	IIIa→d	IVa→d	Va→d	d	Va→d	Va→d	Xd	Xd
SiO_2	50.92	51.05	54.48	49.58	53.00	53.14	54.04	54.18	55.56	53.16	55.68	55.90
TiO_2	1.52	2.07	1.60	1.29	1.47	1.30	1.46	1.38	1.63	1.78	1.33	1.15
Al_2O_3	17.06	15.00	15.22	15.21	16.28	16.12	16.50	17.82	16.22	16.81	17.26	16.81
Fe_2O_3	3.82	3.69	3.21	3.82	2.81	2.19	2.57	2.30	1.84	2.51	2.16	2.22
FeO	5.88	7.28	6.19	5.23	5.32	6.09	5.64	4.49	6.03	5.95	4.90	4.60
MnO	0.19	0.20	0.17	0.12	0.17	0.18	0.13	0.09	0.13	0.12	0.11	0.16
MgO	7.05	6.54	5.69	7.95	5.68	5.89	4.79	3.23	5.38	5.93	4.57	4.32
CaO	7.52	7.91	7.48	8.17	7.90	8.14	7.81	8.62	7.30	7.45	7.75	7.00
Na_2O	3.78	3.55	3.56	2.27	3.64	3.06	3.63	3.12	3.62	3.69	3.01	3.50
K_2O	1.92	1.54	1.90	3.60	2.00	2.49	1.60	2.14	1.53	1.59	1.79	2.40
P_2O_5	0.31	0.66	0.18	0.46	0.37	0.52	0.32	0.47	0.25	0.28	0.30	0.47
H_2O-	0.36	0.36	0.28	1.27	0.66	0.55	0.85	1.30	0.36	0.33	0.60	0.76
H_2O-	0.25	0.39	0.30	0.84	0.57	0.23	0.62	0.82	0.22	0.29	0.52	0.63
Total	100.58	100.24	100.26	99.81	99.87	99.90	99.96	99.96	100.07	99.89	99.98	99.92
SI	31.8	29.1	28.1	35.4	26.7	27.0	26.7	20.3	29.6	30.7	28.1	25.6

Oo.	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
1)	-48 七重	-47 鍋山	-21 黒川	-20 高坂	-27 大島	-26 大島	-28 相島	-29 相島	San-49 見島・[illegible]谷	-52 見島・[illegible]田	-50 見島・大久保	-51 見島・[illegible]	San-46 下関・貴船	San-45 長者ヶ原
2)	Ah	Aoah	Ah, q	Ah, q	Aah, q	Aoha, q	Ah	Ah	TBao, q	PBao, q	TBo, q	TBao	TBo	Ah, q
3)	VIIId	IXe	VIIId	VIIId	IXd	IXd?	VIIIe?	VIIIe	VIb	VIb	IIIb	IVb	IIIb	VIIId
SiO_2	56.86	57.58	58.30	58.88	58.70	59.32	59.62	61.60	48.12	48.86	52.00	52.10	48.50	53.26
TiO_2	0.62	0.67	0.86	1.02	1.46	1.52	1.00	0.76	1.39	1.24	1.19	1.03	1.70	1.24
Al_2O_3	18.96	17.86	16.53	16.44	16.82	17.00	18.11	17.54	17.09	16.17	16.81	16.11	17.66	17.25
Fe_2O_3	2.31	1.77	2.77	3.51	2.56	3.01	1.92	1.56	3.37	2.66	5.08	4.40	3.10	4.00
FeO	5.16	3.55	4.12	3.20	2.84	2.60	3.03	3.21	5.00	4.30	2.68	4.01	7.44	3.86
MnO	0.10	0.10	0.23	0.20	0.21	0.20	0.11	0.11	0.14	0.12	0.12	0.11	0.20	0.12
MgO	2.65	3.82	3.46	3.11	2.80	2.40	1.31	1.34	8.97	10.86	6.26	7.86	5.88	5.34
CaO	6.55	6.02	6.23	5.90	6.58	6.47	5.84	5.69	0.28	8.60	7.75	7.64	8.23	7.96
Na_2O	3.79	3.68	3.16	4.07	3.33	3.32	3.27	3.48	3.20	3.09	3.52	3.42	4.28	3.45
K_2O	2.23	2.62	2.19	2.32	2.35	2.29	2.54	2.60	1.41	1.29	1.88	1.89	1.68	1.53
P_2O_5	0.15	0.12	0.22	0.20	0.29	0.23	0.19	0.21	0.60	0.72	0.51	0.43	0.42	0.38
H_2O-	0.46	1.22	1.04	0.36	1.14	0.72	1.46	1.03	0.77	0.79	1.37	0.46	0.63	0.81
H_2O-	0.13	0.80	0.78	0.60	0.84	0.86	1.32	1.25	0.39	0.89	0.66	0.51	0.26	0.71
Total	99.97	99.81	99.89	99.81	99.92	99.94	99.72	100.38	99.73	99.59	99.83	99.97	99.98	99.91
SI	18.7	25.0	22.4	19.6	20.6	18.0	11.0	11.1	41.5	49.5	33.1	37.2	26.7	30.0

1) The numbers (San-) same as in Figure 1.
2) Rock name (ex., Baoyhb: Augite-olivine-hypersthene-hornblende-biotite-basalt)
T: Trachy, q: quartz bearing, A: Andesite, P: Picritic.
3) Kuno's ferromagnesian silicate mineral assemblage.
SI: Solidification Index (Figure 7).
Alkali components determined by the Perkin-Elmer's flame photometer.

1～3: Tholeiitic rock series in the Ōtsu district
4～6: High iron alkali rock series in the Ōtsu district
7～15: Alkali rock series in the Ōtsu district
16～29: Alkali rock series in the Abu district
30～46: Calc-alkali rock series in the Abu district
47～50: Alkali rock series in the Mi-shima district
51, 52: Other disticts (Shimonoseki & Chōja ga hara)

る中生層，あるいはこれらを貫く流紋岩類および石英斑岩類，一部花崗岩類を含めた酸性岩類であり，広く分布している．

火山岩類には，侵蝕された河川の流路に沿い，噴石丘を伴つて流下したものと，東台西台あるいは千石台などと呼ばれているような熔岩台地をつくつているものとがある[3)]．これらの火山岩類の噴出順序は局部的なものを除いて，一般に完全には明らかではない．

噴石丘などがあつて，現世のものと思われるものは，堀越（-5）*，長迫・北西（-6），馬伏山（-13）および笠山（-15，16）などである．萩市東方およそ 10 km の長沢台においては，堂ケ迫（-18）の含石英捕獲結晶・普通輝石安山岩が別所（-19）の橄欖石粗面玄武岩を覆つている．このような局部的な両岩系の関係は他には見られないが，全般的には当地区の火山岩類は，アルカリ岩系の活動に続いてカルク・アルカリ岩系の活動が行われたと考えられる．アルカリ岩系の一部（中小川など）のやや変質したものは，鮮新世のものかもしれないが，はつきりしない．

萩市北西海上に散在する島々および，台地をつくる火山岩類，すなわち，東台（-8），鶴ケ谷（平蕨台-9），千石台（-12），長迫北（-14），堂ケ迫（長沢台-18），高坂（-20），黒川（羽賀台-21），鶴江台（-25）などはそれぞれ熔岩台地をつくり，ほとんどがカルク・アルカリ岩系である．これらの台地熔岩のほかに，千疋（-3），片俣（-7），笠山（-15，16）などの熔岩台地らしきものと，鍋山（-47）の熔岩円頂丘，七重（-48）の熔岩流などは，すべてカルク・アルカリ岩系である．熔岩の厚さは，玄武岩質のもので一般に 20 m 以下，安山岩質のもので数 10 m 以下である．

B）大 津 地 区

青海島の基盤岩類は，おもに白堊紀，雨乞岳附近は漸新世および中新世の堆積層，そして特牛，角島近傍には流紋岩類が分布し，全般的に当地区には東方から西方に新しい地層が見られる．

これらの基盤岩類の上に玄武岩類が広く分布している．青海島で海抜 300 m，雨乞岳附近で 300 m 以上，そして俵島，川尻岬，特牛，あるいは角島では海岸に見られる．

玄武岩類の活動は，今岬（-34），津黄 Sheet（-32）および油谷（-39）に見られるようなソレイアイト質岩系ではじまつた．

このソレイアイト質玄武岩類を除いたすべての玄武岩類は，アルカリ岩系のものである．これらは洪積世と思われる礫層を覆つている．この玄武岩類は，山頂附近に分布し，周囲と隔てられた高所にみられるので，とくにその活動形式に問題が残される．

---

* 以下この番号は（San-）の記号のもの．

アルカリ岩系には，後述するように，この地区のアルカリ岩の全般的な性質と比べた場合，これらより“鉄に富む系列”がある．それらは俵島（-38），島戸浦（-41）および角島・夢ケ崎（-44）である．川尻岬東（-36）熔岩は，川尻岬（-37）熔岩に覆われている．

C) 見島

見島については，詳しい記載がある[16]ので，省くが，中新世ないし鮮新世の活動と思われるソレイアイト質玄武岩と，洪積世の活動のアルカリ岩系の粗面玄武岩およびピクライト質玄武岩などからなる．石基鉱物組成の概要を Table 2 に示す．

Table 2. Constituent minerals in groundmass of analysed specimens of the western part of the San-in region.

No. San-	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	(16)	17	18
Olivine	+	+	+	+	+	+			+	+	+	+	+		+		+	
Clinopyroxene	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+
Orthopyroxene			+				+	+	+					+	+			+
Alkali feldspars	++	++	+	++	++	+	++	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+
Silica mineral							+		+						?			+
Phlogopite	++			+			+++											
Glass		+	++		+		+	+	+	+	+	+		+	++		+	+
Opacite*	p						phlo.	p	p					p			p	p

No. San-	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Olivine	+			+	+	+	+					+	+		+		+	+
Clinopyroxene	+	+	+	+	+	+	+	+	+			+	+	+	+	+	+	+
Orthopyroxene		+	+				+	?	+	?	+		?			?		
Alkali feldspars	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	++	++		+		+	+
Silica mineral		+	+				+	+	+	+	+			?		?		
Phlogopite	++											++	+				+	
Glass		++	++	+	+	+	+	++	++	++	++	+	+	++	+	?		?
Opacite*	p	h	h					p,h	h,p	h	h							

No. San-	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
Olivine	+	+	+	+	+	+	+	+		+			+	+	+	+
Clinopyroxene	+	+	+	+	++	+	+	++	+	+		+	+	+	+	+
Orthopyroxene									+		+	+				
Alkali feldspars	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	?	?	+	++	++	+
Silica mineral			+						+		?	?		?	?	+
Phlogopite	+	+		+	+	+		++		+			+			+
Glass	+		+	+					+		+	+		+	+	
Opacite*									h			h				

* replaced from pyroxene (p), phlogopite (phlo.) and hornblende (h). Plagioclase, magnetite, apatite and ilmenite are excepted in this table.

§ 3. 岩石学的性質概略

A) 阿 武 地 区

i) アルカリ岩系

本地区アルカリ岩系には，分化の進んだ酸性岩を見出せない．ほとんど玄武岩質岩石である．この中で，中小川（-1），畳岩（たたみいわ）（-2）および伊毛（-4）は同じような岩石学的性質を持つているので，一連のものと考える．また，長迫・北西（-6）および馬伏山（-13）も同一の性質をもつ．前記3熔岩（-1，-2，-4）および堀越（-5），別所（-19）の熔岩は粗面玄武岩である．この他の長迫・北西（-6），蔵目喜（-10），金拳（-11），千石台（-12）*，馬伏山（-13），中台（-17），紫雲山西（-22），仁保谷（-23）および鵜岬（-24）の熔岩類は，石基のアルカリ長石が前者に比べて少い．

両者は全般的に顕微鏡下で大きな違いがない．粗面玄武岩類の斑晶斜長石は，自形あるいは半自形で，量は少い．斑晶の大きさは一般に 3 mm 以下である．橄欖石は 5 mm 以下で，しばしばピコタイトを持つている．またイデイングサイトに変つたものもある．輝石は全般的にチタン輝石で，淡黄色から青色がかつた淡紫色を示し，$2V\gamma = 50 \sim 45°$ のものがおもである．石基（Table 2 参照）は，チタン輝石，橄欖石，斜長石，アルカリ長石，アノーソクレス，磁鉄鉱，チタン鉄鉱，燐灰石と，部分的に金雲母があり，特に中小川，別所などの熔岩中に多い．玄武岩類の斑晶輝石はしばしばオパサイトに交代している．粗面玄武岩質の熔岩を除いた玄武岩類は，おおむね石英捕獲結晶を含む．なお，ガラスは一般的に多い．

ii) カルク・アルカリ岩系

この岩系は，ほとんど安山岩類である．斑晶には，橄欖石を含むものから，角閃石のみからなるものまで多岐にわたつている．全般的な傾向として，角閃石斑晶の増加するに伴ない石英捕獲結晶は少くなるようである．鍋山（-47）を除いて，角閃石斑晶はほぼオパサイトに交代している．

斑晶斜長石は 5 mm 以下，累帯構造をなし，時に集片双晶をみとめる．橄欖石は半自形あるいは他形であり，イデイングサイトに変つているものが多い．輝石は，やや Na に富む普通輝石と斜方輝石であり，2 mm 以下が大部分である．しばしば斜方輝石を中心に普通輝石を外側にする平行連晶がある．角閃石は長径 10 mm 以下である．

石基は斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，アルカリ長石，アノーソクレス，磁鉄鉱，チタン鉄鉱，燐灰石およびガラスである．ガラスは珪質になるものに多い傾向がある．またパーガサイトや金雲母が極少量認められる．

---

* カルク・アルカリ岩系かもしれない．

Table 3. Locality of the specimens (San–1～52).

試 料 産 地

San -1	58112601	山口県阿武郡田万川町中小川，北西 500 m		
-2	58112606	〃		藤木・畳岩
-3	58112609	〃		千疋，西 500 m 崖上
-4	58112702	〃	阿武町伊毛	
-5	58112706b	〃	福栄村堀越，北 1000 m	
-6	58112802	〃	阿東町嘉年長迫，北西 2 km，510 m 丘	
-7	58112803	〃	むつみ村片俣，石切場	
-8	58112804	〃	阿武町東台，北西側	
-9	58113001	〃	福栄村鶴ヶ谷，南 1 km	
-10	58113002	〃	阿東町蔵目喜，北西 500 m 石切場	
-11	58120101	〃	むつみ村金挙	
-12	58120102	〃		千石台，北東側石切場
-13	58120104	〃		馬伏山，南 500 m 崖
-14	58120106	〃	阿東町嘉年長迫，北 1.5 km 崖	
-15	58120301a	〃	萩市	笠山東麓，500 m
-16	58120301b	(58120301a より石英捕獲結晶除去)		
-17	58120304	〃	萩市	中台，北側海岸
-18	58120401	〃	阿武郡福栄村堂ヶ迫，北西 400 m 崖上石切場	
-19	58120402	〃		別所，北西 200 m
-20	58120403	〃		高坂
-21	58120405	〃		黒川，東北東 700 m
-22	58120412	〃		紫雲山，西麓
-23	58120415	〃		仁保谷，北 1 km 崖
-24	58120418	〃	萩市	鵜山岬
-25	58120502	〃		鶴江台，西縁
-26	58120503	山口県萩市大島		本村，東崖
-27	58120504	〃		北端，松島海岸
-28	58120614	〃		相島通ヶ鼻
-29	58120617	〃		港，東
-30	58120801	〃	大津郡日置村，雨乞岳，西 500 m	
-31	58120803	〃		雨乞岳
-32	58120804	〃	油谷町津黄，沖ノ瀬海岸 (Sheet)	
-33	58120805	〃	日置村津黄　南東 329.9 m，峯，西 600 m	
-34	58120811	〃		今岬
-35	58120813	〃		茅刈，西南 300 m
-36	58120901	〃	油谷町川尻岬，南東 1.2 km，海岸，下部	
-37	58120903	〃		川尻岬，上部
-38	58121001	〃		俵島，対岸
-39	58121002	〃		本油谷
-40	58121101	〃	豊浦郡豊北町大浦岳，北峯	
-41	58121112	〃		島戸浦，南 600 m
-42	58121203	〃		角島元山，北東 1 km 海岸
-43	58121204	〃		牧崎
-44	58121214	〃		夢ヶ崎
-45	59010701†	〃	佐波郡長者ヶ原	
-46	59032703*	〃	下関市貴船，石切場跡	
-47	58120411	〃	阿武郡福栄村鍋山	
-48	58120416	〃	萩市	七重
-49	590223-a	〃	見島	昼谷
-50	590233-b	〃		大久保
-51	590223-c	〃		天女
-52	590223-d	〃		三田

Collector (採集者): † Nobuhide MURAKAMI (村上允英)
* Kōji ONO (小野晃司)

iii) 捕獲岩類について

捕獲岩類の採集は，堀越（-5）および片俣（-7）である．産地は Table 3 に示してある．阿武地区では，他に阿武郡福栄村鶴ケ谷に見出され，片麻岩状斑糲岩質捕獲岩類と記載されている[14]．

堀越　ドード滝発電所東南方 600 m 崖上，石切場跡．熔岩は東方の黒川部落傍の山腹から噴出したもので，附近には噴石丘とおぼしきものおよび，スコリヤを見る．現世の活動であろう．熔岩は暗灰色，緻密の橄欖石・普通輝石玄武岩（IVb）で，捕獲岩類はこぶし大から親指大のものが多く，熔岩との接触部は明瞭である．

片俣　片俣西方石切場．熔岩は暗灰色，概して多孔質の紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石玄武岩（Vd）で，後述のように，K_2O 3.60% という特異な岩質になつている．捕獲岩類は前述のものと大差はないが，頭大のものもある．捕獲岩類と熔岩との接触部および空洞には，堀越の場合よりも金雲母が著しく生成されている．

これらの捕獲岩類は，著しい熱変成作用を受け，外観は多様であるが，比較的単純な鉱物組成になつている．大部分の捕獲岩は斜長石および普通輝石からなり，少量の鉄鉱をふくむ．しばしば橄欖石が普通輝石と並存したり，単独で存在したりする．部分的に緑色角閃石あるいは黒雲母，金雲母を含むことがある．

さらに，これらの捕獲岩類は，平行構造の認められること，粗粒の長石が著しく多量であること，角閃石様の仮像のあることなどから，原岩の大部分は花崗岩質あるいは角閃岩質の片麻岩に由来すると考えられる*．また石英とカリ長石のないこと，斜長石がほぼラブラドライトであつて，石灰質であることなどは著しい特徴である．この石灰質なことの理由は，やはりマグマとの反応を考えなければならないが，この問題の解決は今後の課題であろう．それと同時に上述の捕獲岩の性質とマグマとの結びつきは重要な意義をもつているようである**．このような混成作用については，2，3の興味ある研究がある[8][18]．

B) 大 津 地 区

i) ソレイアイト質岩系

津黄（つおう）に見られる岩床は，1〜3 m の厚さをもち，変質している．in situ の分化現象はみられない．これは分化の進んだ玄武岩質岩石で，無斑晶質である．石基斜長石はアンデシンであり，カリ長石はない．鉄苦土鉱物はほとんど変質している．

今岬のものは，粗粒質で，斑晶は斜方輝石および橄欖石で，斜長石に乏しい．石基はピジオ

---

* 野沢保の検鏡によると，飛騨片麻岩類に類似しているという．

** 地質学雑誌・短報印刷中

ン輝石，磁鉄鉱，チタン鉄鉱，燐灰石からなり，ガラスはほとんどない.

本油谷の玄武岩熔岩は，石基に橄欖石と単斜輝石との反応縁をしばしば認める．しかしアルカリ長石を少量認める.

ii) アルカリ岩系

当地区のアルカリ岩系は輝石斑晶をほとんど含んでいない．斑晶には橄欖石が多く，斜長石に乏しい．石基はアルカリ長石に富み，粗面玄武岩質のものがほとんどである．金雲母も普遍的である．また島戸浦（-41）および角島・夢ケ崎（-44）の熔岩中には単斜輝石に富み，さらにこれらおよび俵島（-38）熔岩にはそれぞれ磁鉄鉱が著しく濃集している.

C) 見　　島

見島玄武岩類については詳しい記載がある[16]ので省略するが，アルカリ岩系の玄武岩類はほとんど粗面玄武岩である．部分的に橄欖石斑晶に富み，ピクライト質粗面玄武岩もみられる．捕獲岩もみとめられる．石基はアルカリ長石に富み，金雲母または黒雲母もしばしば認められる．この他にソレイアイト質岩系もあるが，ここでは試料を得られなかつた.

以上のことがらを総括すると，次のようになる.

阿武地区にはソレイアイト質岩系を認めない．アルカリ岩系に続いて一般的にカルクアルカリ岩系の活動をみるが，両岩系，とりわけカルク・アルカリ岩系には花崗岩質岩類とマグマとの混成作用が著しく影響している.

大津地区には局部的にソレアイト質岩系の活動をみ，アルカリ岩系がこれに続いているが，混成作用はみられず，とくにカルク・アルカリ岩系の活動はない．アルカリ岩系には鉄の濃集する系列のものがある．一般にアルカリ岩は橄欖石斑晶に富む.

見島にはソレイアイト質岩系に続いて，アルカリ岩系が活動している．ここで扱つたアルカリ岩系は，とりわけ橄欖石斑晶に富み，ピクライト質岩石もみとめられる.

§4. 化学的性質

山陰西部新生代火山岩類 52 個の化学成分分析値を Table 1 に，各岩系別に示す．試料番号 San-1～52 は Fig. 1 の分布図に対比される．笠山の（-16）は（-15）より石英捕獲結晶を除去したものの分析値である．また，引用文献中の笠山[18]および雨乞岳[20]の分析値はここでは省略する．長者原（-45）および下関・貴船（-46）は当地域からはずれている.

以下，下記の分類によつて考察する.

大津地区
- ソレイアイト質岩系
- アルカリ岩系
- 鉄・アルカリ岩系*

阿武地区
- アルカリ岩系
- カルク・アルカリ岩系

見　　島　アルカリ岩系

A）各岩系の成分範囲

各地区の岩系の成分範囲を Table 4 に示す．大津地区ソレイアイト質岩系は，各岩系に比べて SiO_2 にやや富み，アルカリに乏しい．大津地区の鉄・アルカリ岩系は total FeO(FeO $+Fe_2O_3$) 11〜14%で，当地域で最も高い値を示し，SiO_2 は 43〜46%で最も少い．見島アルカリ岩系の MgO は 6%以上で，とくにピクライト質岩石は 10%以上である．阿武地区カルク・アルカリ岩系は SiO_2 53%以上であり，total FeO 5〜8%，MgO 6%以下そして CaO 5.5〜8.5% などは当地域で最も少い値である．

Table 4. Range of compositions in the rock series.

District	Rock series	SiO_2	tot. FeO	MgO	CaO	Na_2O+K_2O %
Ōtsu	Tholeiitic rock series	49〜54	8〜9	3.0〜8.5	7.0〜9.5	<4.5
	Alkali rock series	46〜50	8〜10	5.5〜9.0	7.5〜10.0	4.0〜6.5
	Alkali rock series*	43〜46	11〜14	7.5〜8.0	8.5〜9.0	5.0〜6.0
Abu	Alkali rock series	46〜52	8〜11	4.0〜10.0	7.0〜10.0	4.5〜6.5
	Calc-alkali rock series	>53	5〜8	<6.0	5.5〜8.5	5.0〜7.0
Mi-shima	Alkali rock series	48〜52	7〜8†	>6.0	7.5〜9.5	4.5〜5.5

* iron rich type (high iron)
† (〜10)

B）変化図などによる2・3の考察

i） Fig. 2 ($FeO+Fe_2O_3$–Na_2O+K_2O–MgO) 図

当地域の火山岩類の分布は，$FeO+Fe_2O_3$ (as FeO) の値が 50 以下であり，また Na_2O+K_2O は 15 以上である．これは西南日本，とりわけいわゆる大山火山帯[11]，山陰地域および北西九州[12]に，さらに東北日本内帯火山岩類[4]にみられる特徴である．とくに，見島アルカリ岩系は $FeO+Fe_2O_3$ 値の低い径路を示す．大津地区の鉄・アルカリ岩系には，鉄の濃集がみられるが，その他の各アルカリ岩系には著しい濃集はみられない．大津地区アルカリ岩系は阿武地区のそれより濃集度が低いようである．

* 前述のように“鉄に富む系列”．

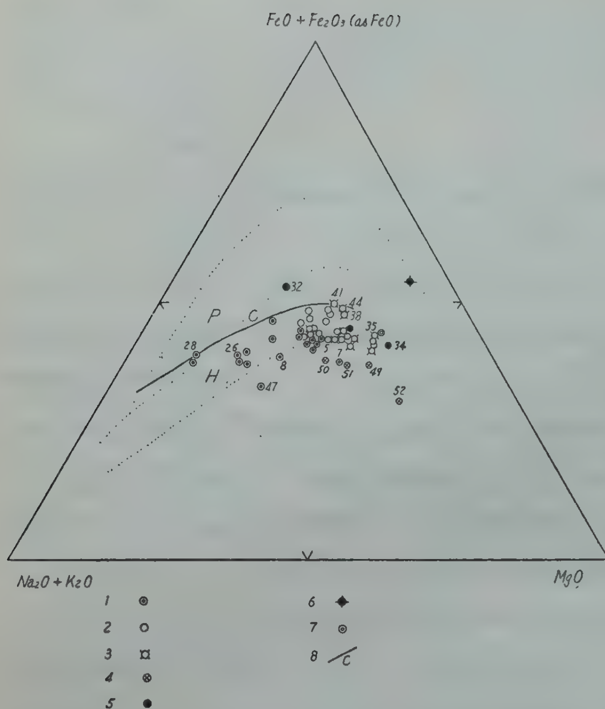


Fig. 2. Differentiation trends of the rocks, the western part of the San-in region, compared with those of the Circum-Japan Sea province, etc..

1. Calc-alkali rock series in the Abu district
2. Alkali rock series in the Abu district
3. Alkali rock series in the Ōtsu district
4. Alkali rock series in the Mi-shima district
5. Tholeiitic rock series in the Ōtsu district
6. Parental magma in the Izu and Hakone districts (KUNO, 1954)
7. Parental magma in Japan and the surrounding areas (YAGI, 1959)
8. Circum-Japan Sea alkali rock province (TOMITA, 1935)

アルカリ岩系の径路は，全般的に環日本海アルカリ岩石区に比べて鉄に乏しい傾向を示している．

大津地区ソレイアイト質岩系は，津黄の sheet を除いて顕著な鉄の濃集を示さない．

阿武地区カルク・アルカリ岩系は，同図に示した伊豆・箱根地方の紫蘇輝石質岩系（カルク・アルカリ岩系）(H)[6,9]の分布域より $FeO+Fe_2O_3$ 少く，Na_2O+K_2O に富む位置にプロットされる．

ii） Fig. 3 （SiO_2–Na_2O+K_2O 図）

横軸 SiO_2 の 53％において，カルク・アルカリ岩系は境され，その右側に分布する．大津，阿武両地区アルカリ岩系では前者は後者よりいくらかアルカリに富むが，全般的に両地区アルカリ岩系は環日本海アルカリ岩系に類似してはいるものの，わずかに Na_2O+K_2O に乏しい位置にプロットされる．また阿武地区のものは1％前後 SiO_2 に富む位置にずれている．

大津地区ソレイアイト質岩系は，伊豆・箱根地方ピジオン輝石質岩系[6,9]と環日本海アルカリ岩石区との中間よりいくらか前者寄りに分布するが，本地域で最もアルカリに乏しい．

また，カルク・アルカリ岩系は，参考にあげた2つの岩系の中間に，とくに阿武地区アルカリ岩系とほぼ水平に配列して分布し，アルカリ岩系の分化径路（C）とは異つた傾向を示している．SiO_2 の増加に比べて Na_2O+K_2O はあまり変化しないようである．

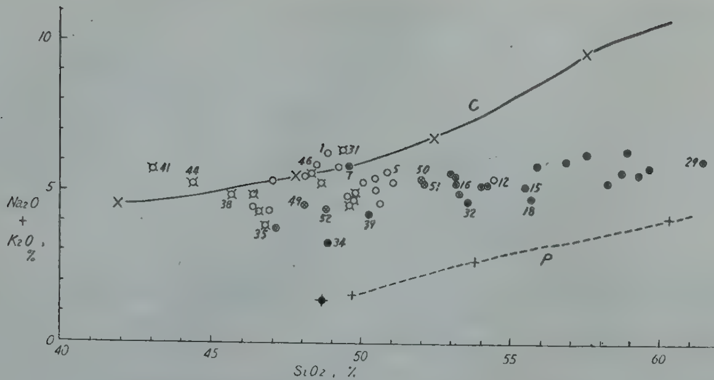


Fig. 3. Variation diagram, SiO_2-Na_2O+K_2O.

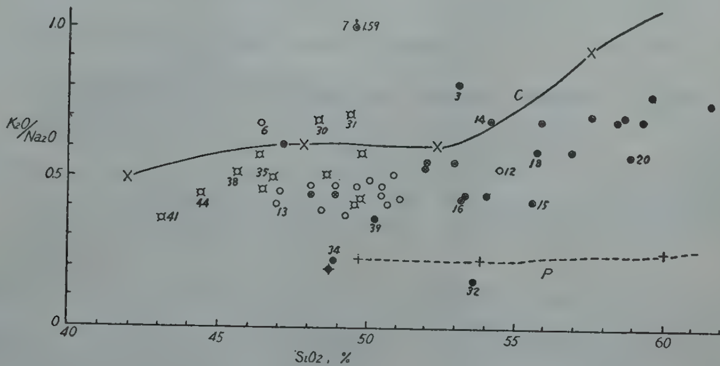


Fig. 4. Variation diagram, SiO_2-K_2O/Na_2O.

iii) Fig. 4 (SiO_2-K_2O/Na_2O 図)

阿武地区アルカリ岩系は大津地区の同岩系より K_2O/Na_2O が低い．見島のアルカリ岩系は阿武地区と大津地区との中間的である．ソレイアイト質岩系は低い位置に分布する．カルク・アルカリ岩系は SiO_2 の増加に伴い比が大きくなる．なお片俣（-7）熔岩は §3 で述べたように，ここでは同比が 1.59 で異常に高く，特異な岩質である．

iv) Fig. 5 (SiO_2-$MgO/FeO+Fe_2O_3$ 図)

本地域岩系は，ほとんどすべて環日本海アルカリ岩石区より $MgO/FeO+Fe_2O_3$ が高い．大津地区鉄・アルカリ岩系は環日本海のものとほぼ同じ傾向の位置にプロットされる．また見島のアルカリ岩系は，同比が大きく，上方に分布する．

次に，カルク・アルカリ岩系の分布と，Fig. 1 とを対比してみると，次のような傾向があるようである．変化図のカルク・アルカリ岩系の散点を，同図の伊豆・箱根地方紫蘇輝石質岩系の曲線とほぼ平行に系統づけると，鍋山安山岩（-47）てを最上列にして，(San-の番号にて)，

第1列　47

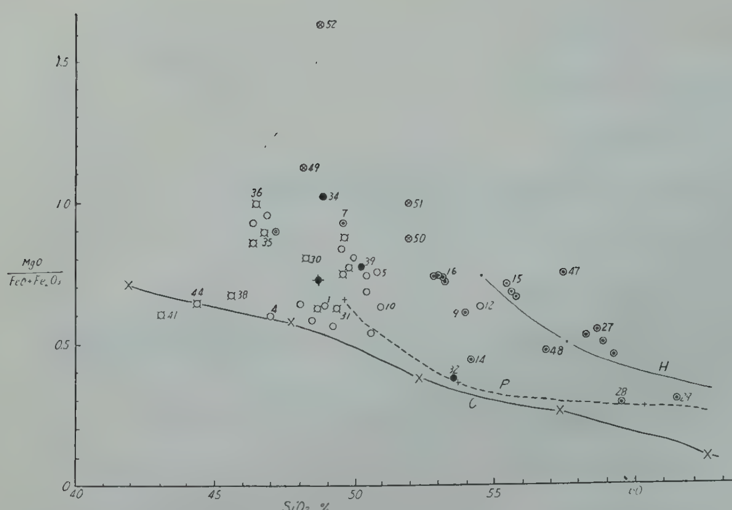


Fig. 5. Variation diagram, SiO_2-$MgO/FeO+Fe_2O_3$ (as FeO).

第2列 15 (16), 18, 8 および 21, 20, 26, 27

第3列 3, 9, 25, 45, 48 および 28 , 29

第4列 14

のように配列する．これを Fig. 1 の分布に充当すると，鍋山を中心にして，いくらか北東一南西に延長した同心円状の帯状分布となる．相島，鶴江台および長迫北などの熔岩台地は外縁部にあたる．換言すれば，Mg に富むものが，より中心にみられる．この原因ははつきりしないが，中国地方の花崗岩の分布からその花崗岩が薄いと考えられる凹部に，第四紀火山岩類が分布するという津屋の研究[23]と，局地的ではあるが何らかの関係があるかもしれない．

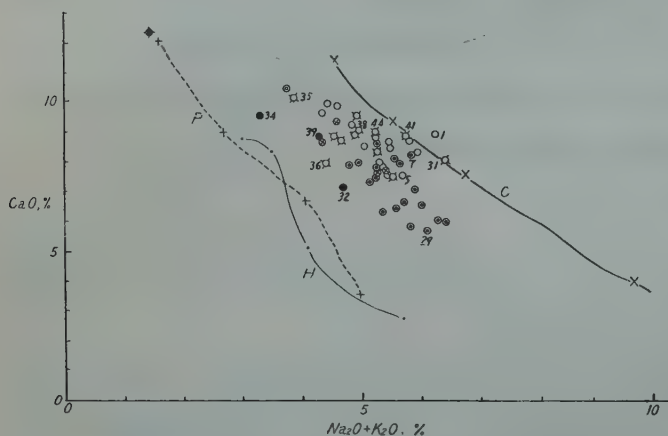


Fig. 6. Variation diagram, Na_2O+K_2O-CaO. Thin full line; hypersthenic rock series in the Izu and Hakone districts.

v) Fig. 6 (Na_2O+K_2O -CaO 図)

本地域の各岩系は，環日本海アルカリ岩系および前出のピジオン輝石質岩系の中間にプロットされる．伊豆・箱根地方紫蘇輝石質岩系（カルク・アルカリ岩系）は同ピジオン輝石質岩系と大差はなく，

阿武地区のカルク・アルカリ岩系と異り，岩系の本源が大きく異つていることを示している.

vi) Fig. 7 (Solidification Index[10]-Oxides 図)

火山岩類の分化の尺度 (SI) は，大津地区のアルカリ岩系と阿武地区の同岩系とはほぼ同じ範囲に入る (40～25) が，わずかに後者の方が分化が進んでいるようである．また，阿武地区

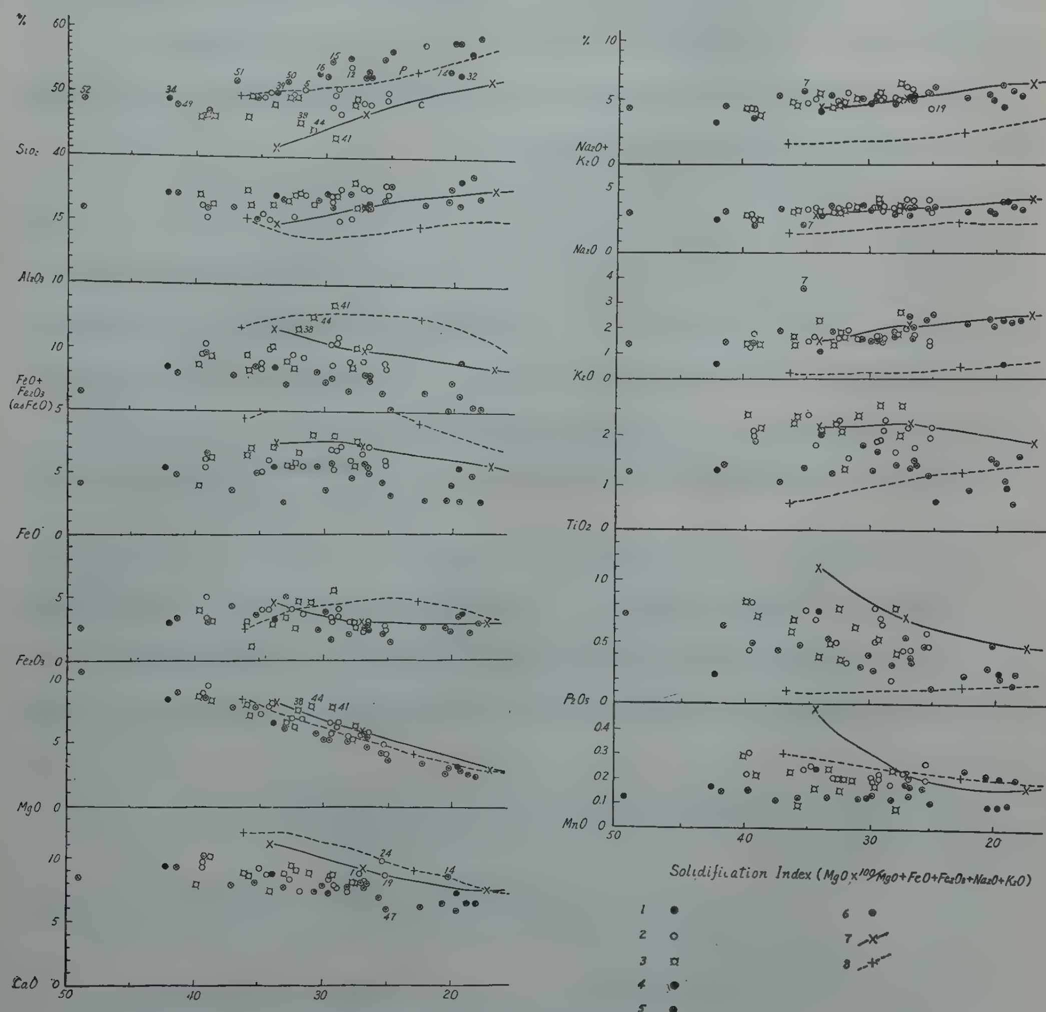


Fig. 7. Variation diagram, Solidification Index-Oxides.

1. Calc-alkali rock series in the Abu district
2. Alkali rock series in the Abu district
3. Alkali rock series in the Ōtsu district
4. Tholeiitic rock series in the Ōtsu district
5. Alkali rock series in the Mi-shima district
6. Parental magma in Japan and the surrounging areas (YAGI, 1959)
7. Circum-Japan Sea alkali rock province (TOMITA, 1935)
8. Pigeonitic rock series in the Izu and Hakone districts (KUNO, 1954)

カルク・アルカリ岩系は中期 (30〜10) をあらわしている.

大津地区アルカリ岩系は阿武地区のアルカリ岩系より SiO_2 の不飽和度が高いものもあり, 低いものもある. しかし, 大津地区鉄・アルカリ岩系はとくにそれが低い. 各アルカリ岩系は, 一般に環日本海アルカリ岩石区と大津地区ソレイアイト質岩系および伊豆・箱根地方ピジオン輝石質岩系との中間にプロットされる. アルカリ岩系においては阿武地区のものに石英捕獲結晶が見られるが, その石英を除いて計算してもほとんど変らず高い値を示す.

カルク・アルカリ岩系は最も高い傾向をあらわし, SiO_2 に過飽和である. これらも石英捕獲結晶を除去しても, その傾向はほとんど変らない*.

$FeO+Fe_2O_3$ は大津地区鉄・アルカリ岩系の分化の中期あたりに濃集がみられる. アルカリ岩系では阿武地区のものの中期にわずかに濃集がみられるが, 分化に伴い減少している. 全般的にアルカリ岩系は環日本海アルカリ岩石区より低い. 大津地区アルカリ岩系は阿武地区のものに比べて FeO に富み, Fe_2O_3 に乏しい. また前者は FeO の濃集が中期にみられるようである. Fe_2O_3 は鉄・アルカリ岩系に最も多い. 見島アルカリ岩系は tot. FeO ($FeO+Fe_2O_3$) に乏しい. 阿武地区カルク・アルカリ岩系は最も低い値を示している.

CaO は各岩系とも参考にあげた2つの岩系より低く, カルク・アルカリ岩系は最も低い値を示している.

Na_2O+K_2O は両地区アルカリ岩系ともほとんど差がない. 見島アルカリ岩系は高い値を示す. 大津地区アルカリ岩系は阿武地区のものよりわずかに Na_2O 少く K_2O が多い. 両地区アルカリ岩系とも環日本海アルカリ岩石区より Na にやや富み, かつ Na_2O+K_2O も高い値を示し, 分化の進行に伴いわずかな増加をあらわすが, カルク・アルカリ岩系はほとんど増加を示さない.

TiO_2 は大津地区アルカリ岩系に最も高く, 分化にともない減少する. カルク・アルカリ岩系は少い.

P_2O_5 はすべての岩系が環日本海アルカリ岩石区より少く, 分化にともない減少し, またカルク・アルカリ岩系は最も少い系列である.

vii) Fig. 8 (ノルム長石成分変化図)

大津地区ソレイアイト質岩系は Or 成分に乏しく, 津黄 Sheet を除いて伊豆・箱根地方ピジオン輝石質岩系より Or に富む. 大津地区アルカリ岩系は阿武地区のものより一般的に Ab 成分に乏しいが, 鉄・アルカリ岩系は Ab 成分に富む径路を示す.

カルク・アルカリ岩系はほとんどすべてが Or に富み, Or 15%以上に分布する. しかし笠

* 図の SiO_2 Oxide の -15, -16 参照,

山（-15，-16）は Or 15％前後であるが，Ab 成分に富み，一般的な径路と異つている．また高坂（-20）および鶴江台（-25）もいくらか異つた傾向を示している．

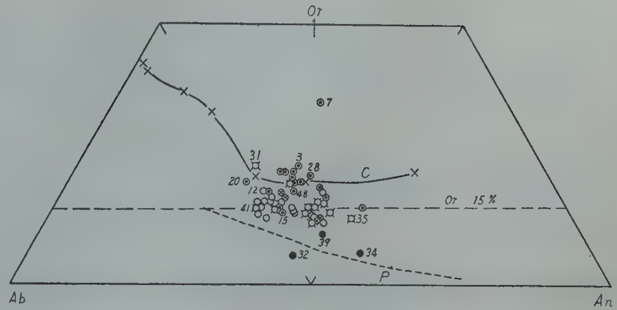


Fig. 8. Normative feldspar diagram. The symbols same as Figures 2 and 7.

C) Peacock のアルカリ－石灰指数

各岩系によつて次のような結果がえられた．

見島アルカリ岩系，55～56

大津地区アルカリ岩系，51～52（～54.5）

阿武地区アルカリ岩系，52～54

阿武地区カルク・アルカリ岩系，58～60.5

この岩系以外は決定不可能である．また，$Na_2O+K_2O=CaO$ はアルカリ岩系が 7.0，カルク・アルカリ岩系が 6.0 前後である．

両地区アルカリ岩系において，大津地区のものは阿武地区に比べてわずかに低く，日本および近傍地域アルカリ岩（51.6）[24] に近い値を示す．阿武地区アルカリ岩系は環日本海アルカリ岩石区（53.1）[21] に類似している．両アルカリ岩系とも，壱岐島および東松浦半島（51.0）[1] よりいくらか高い値である．見島アルカリ岩系は今までに知られているどのアルカリ岩系よりも高い値を示す．

カルク・アルカリ岩系は 60 前後，あるいはそれより低く，壱岐島のアルカリ橄欖石玄武岩マグマ起源カルク・アルカリ岩系（57.5）[1] より全般的に高い．これは，鳥海火山帯（60.0）[4] および大山火山帯（59.5～62.0）[11] に類似している．

§ 5. 成因に関する 2・3 の問題

A) 本源マグマ

大津，阿武両地区アルカリ岩系の本源マグマは，種々の変化図などから考えて，それぞれ最もそれに近いものをあげると，

大津地区，茅刈（-35）熔岩　　olivine basalt（Ⅲb?）

阿武地区，馬伏山（-13）熔岩　　augite-olivine basalt（Ⅳb）

となるが，阿武地区のアルカリ岩系は，混成作用などがあり，斑晶も多いので適当ではない．

なお，ソレイアイト質岩系の試料は少いが，本源マグマに近いものとして，

大津地区，今岬（-34）熔岩　hypersthene-olivine basalt（IIc?）

をあげることができる．

B）カルク・アルカリ岩系について

阿武地区のカルク・アルカリ岩系は，アルカリ橄欖石玄武岩マグマと基盤酸性岩類との混成作用によつて生成されたが，この岩系における性質の差は少くない．とくに笠山の輝石安山岩の性質などが，全般的な傾向と多少異つている（§4 B vii）ことや，片俣および堀越*に直接見られるマグマと捕獲岩類との混成作用の関係など重要な問題が残つている．

当地域カルク・アルカリ岩系の諸性質は，本源マグマのわずかな差によつても影響はあるが，混成された物質のちがいと，その作用の程度に大きく支配されるものであろう．その点で笠山などの熔岩は，他のものに比べて，Kの少い酸性岩類との混成作用によつて生成されたことに原因していると考えられる．なお，笠山輝石安山岩はアルカリ橄欖石玄武岩マグマと基盤酸性岩類との混成作用により生成されたとする青木[1]の結論と筆者の考えは一致する．

本論文は，さらに北西九州地域の新生代火山岩類の全貌が明らかにされた上で，もう一度吟味したい．

文　　献

1) 青木謙一郎：壱岐島及び東松浦半島地域のアルカリ岩の分化，火山，第2集，**3**，1～16（1958）．

2) 地質調査所：50 万分の1地質図巾「福岡」(1951)．

3) 春本篤夫：地理教材としての地形図，萩東方の玄武岩と玄武岩台，地球，**6**，No. 5，337～344（1926）．

4) 勝井義雄：鳥海火山帯熔岩の化学成分，地質学雑誌，**60**，185～191（1954）．

5) 小牧　：笠山雑観，地球，**4**，No. 4（1925）．

6) KUNO, H.: Petrology of Hakone volcano and adjacent areas, Japan, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **61**, 957～1020 (1950).

7) KUNO, H.: Cenozoic volcanic activity in Japan and surrounding areas, *New York Acad. of Sci.*, Series II, **14**, 225～231 (1952).

8) KUNO, H.: Geology and petrology of Ōmura-yama volcano group, North Izu, *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sect. II, **9**, Part II, 241～265 (1954).

9) 久野　久：火山及び火山岩，岩波書店（1954）．

10) KUNO, H.: Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas, *Bull. Volcanology*, Series II, **20**, 37～76 (1959).

11) 倉沢　一・高橋　清：大山火山帯の化学的性質，地質調査所研究報告会（講演要旨）(1959)．

12) 倉沢　一・高橋　清：雲仙および多良岳火山基盤の玄武岩類の化学成分について，地球化学討論

* これはアルカリ岩系の鉱物組成をもつ．

会講演要旨集，139～141 (1959).

13) 宮本弘道: 7万5千分の1地質図巾「津和野」，地質調査所 (1952).

14) 村上允英: 山口県北部に於ける玄武岩中の片麻状斑糲岩質捕獲岩，地学研究，**7**，No. 3，98～103 (1954).

15) 村山賢一: 7万5千分の1地質図巾「徳佐」，地質調査所 (1930).

16) 応地善雄: 西山陰地域の新生代玄武岩質岩類の岩石学的研究 (I)，岩砿，**44**，73～82 (1960).

17) 杉 健一: 山口県萩市附近の olivine-basalt と quartz-basalt について (予報) (演旨)，地質学雑誌，**48**，269 (1941).

18) 杉 健一: 山陰並びに北九州の橄欖石玄武岩に伴うトレイ岩における混成作用の問題，九大研報，**3**，7～12 (1951).

19) 鈴木 : 長門笠山，地学雑誌，**15**，425 (1903).

20) 鈴木 敏: 20 万分の1地質図巾「山口」ならびに同説明書，地質調査所 (1906).

21) TOMITA, T.: On the chemical compositions of the Cenozoic alkaline suite of Circum-Japan Sea region, *Shanghai Sci.Inst. Jour.*, Sect. 2, **1**, 227 ff. (1935).

22) 冨田 達: 岩漿進化の諸型式，九大研報，**3**，77～104 (1951).

23) TSUYA, H.: On the configurations of the granite masses and the distribution of the quaternary volcanoes in the Tyūgoku district, Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **12**, 249～259 (1934).

24) 八木健三: 日本および近傍地域の新世代アルカリ岩の岩石化学，火山，第2集，**3**，63～75 (1959).

25) 山 口 県: 山口県地質図 (20 万分の1)，山口県 (1954).

26) (雑報): 山口県大津郡の玄武岩，地質学雑誌，**25**，431 (1918).

講　演　要　旨

1960 年度秋季大会プログラム

日　時　1960 年 10 月 24 日 (月), 25 日 (火), 16 日 (水)
会　場　名古屋大学理学部化学教室第一講義室

火山噴火予知の基礎的研究に関するシンポジウム

1. 火山の地震と噴火との関係

東大震研　水　上　武

地下数十粁以上の深さに岩漿が生成し，上昇して，やがて地表に噴出する現象が火山の噴火であるが，岩漿の生成，上昇に伴つてどのような現象が現われるであろうか.

1) ここでは噴火現象に関係して現われる地震を一般の地震ならびにそれに伴つた地殻変動と比較して，それぞれの著しい特徴を述べた.

2) 火山に発生する地震を，その震源の位置および噴火現象との関連によつて，4種類に分類した. 同時に2，3の火山について，震源位置の分布の実例を示した.

3) 安山岩質火山（浅間山）に発生するB型火山地震と，ヴルカノ式噴火の発生との関係を調べ，B型火山地震の頻度から，噴火発生の危険率を推定することの可能なることを述べた.

4) 各種の火山地震について，その大きさと頻度との関係についての概略を述べた.

5) B型火山地震と爆発地震について，次の諸点から，爆発地震はB型火山地震の特別な場合であることを結論した.

a. 震源の位置がほぼ一致すること.

b. 石本・飯田の係数の値がともに3～4を示すこと.

c. B型火山地震の上限と爆発地震の下限とがほぼ一致すること.

d. 地震動の性質が類似すること.

以上の理由で，ある程度以上大きいB型火山地震の発生によつて爆発的噴火が発生することを意味する.

2. 火山性脈動と噴火との関係

京大理　久保寺　章

火山動脈（微動）についての定義は確然としていない現状であるが，今日までの多くの研究者によつて得られた観測結果をまとめ，活火山での観測例で，火山脈動の性格がある程度判明しているものを挙げれば，雌阿寒，大島，三宅島，草津白根，桜島，阿蘇山，Kilauea, Parictin, Vesuvius, Taal 等であつて，長期間の観測のある浅間山，昭和新山等では火山脈動は顕著でない. このことは一般に Stronboli 式火山で，火山脈動の出現が顕著であるといわれる所以である. 次に火山脈動と噴火との関係は，どの観測例をとつて見ても，何れも密接な関係があることが報告されており，その個々の例について述べる. 特に阿蘇山における長期間の観測結果では，噴火開始に先立つて，第一種，第二種（周期それぞれ 0.8～1.5 sec および 3.5～8 sec）微動の振巾の増大が確かめられているが，特異例として 1958 年の噴火に際しては，火山微動も，第一種，第二種のごとき長週期のものの振巾の増大はなく，ただ火口附近で観測される第三種，第四種と名付けている，ごく短週期の微動振巾の増大があつたのみで，この理由として，熔岩の上昇をともなわない，ごく浅所での噴火であつたためと解されている. 次に火山脈動から火山活動の information を得るために，その波動的特性から，脈動の発生源の様相を推定しなければならない. 振動の源は，熔岩内部の gas 爆発や，これに伴なう，火口内部の破壊や，熔岩の振動等であると一般に考えられており，これから発生する地震動の主要動が顕著に現われていると解されている. 一般にわれわれの観測した火山脈動は，発生源の振動特性に，伝播径路の影響と観測計器の特性が重畳したもので，非常に複雑な様相を示すが，多くの火山で観測例のある比較的短週期の脈

動は観測結果から見ると，表面波的な特性が強く出ていて，特に地層構造の影響を受けやすいので，地層構造の影響を取り去る第一段階として，どの程度の影響を受けるか考察した．また第一種，第二種微動のごとき長週期の脈動の波動的特性についても述べる．

3. 火山性脈動について
――その発震機巧に関する議論――

九大理　下　鶴　大　輔

火山性脈動の発震機巧を論じることは，特にbasic な火山の噴火の予知に関して重要である．OMER は種々の火山の脈動の周期と振巾から，山体を構成している地層の縦弾性振動の固有周期であるとした．しかし脈動の周期と振巾を論じるからには，地震計の特性が一致している場合および脈動源から観測点までの距離がごく短かい場合にのみ許されるべきである．したがつて，われわれはいろいろの人によつて殆んど同じ周波数特性をもつた地震計で観測された脈動の記録のうち，火山の活動期に観測され，また脈動源と考えられる場所に比較的近いところの記録のみをえらび出した．対称となつた火山は Nyiragongo, Kilauea, Mihara, Aso, Sakurazima, Paricutin の諸火山である．その結果によれば，次のことが判つた．

1) 熔岩の温度が低くなると，脈動の周期が早くなる．

2) 珪酸の含有率が大きくなると，脈動の周期が早くなる．

以上のことから，脈動は何か viscous な lava column の振動と考えられる．そこで，垂直に conduit を考えて，そのなかにつまつている lava column の有効長を 500 m として，両端自由（エネルギーの出入りがある）としたときの縦固有振動周期と考えると，種々の火山で観測された脈動の周期を説明することができる．また脈動の周期の違いは，column の長さを変えないでも，lava の粘性の変化だけで十分に説明できることを示した．

4. 桜島火山の噴火と地盤変動について

京大防災研　吉　川　圭　三

火山活動に伴なう地盤変動について，多くの人々によつてなされた研究を，主として桜島火山を中心として紹介し，更に現在実施している桜島での各種観測測定結果を報告した．これらの研究結果から，噴火の予知，あるいは火山の本質についてどの程度まで現在わかつているか，またどのようなことが考えられるかについて検討した．その大要は次の通りである．

1) 1914 年の大噴火の前には，相当広範囲にわたる地盤の隆起を生じ，噴火とともに急激な沈降をすることから，何か火山の地下に圧力源があつて，その圧力と火山を構成する地殻の強度との平衡がやぶれると噴火を起し，噴火後圧力の急減によつて，急激な沈降を生ずることが想像される．

2) 広範囲の隆起沈降運動と平行して，これらの地域を構成する各地塊が個有の傾斜運動をすることから，ある特定の地塊の傾斜運動をしらべるだけでも噴火を予測する可能性はある．

3) 噴火の規模は，その前の地盤運動の上昇の度合から見当がつきそうである．

4) 現在の桜島の活動によつて，桜島自体は全体として上昇運動をつづけており，かつ北やや東よりの方向が上昇するような傾斜をつづけている．

5) 袴腰における傾斜および伸縮の連続観測の結果から，灼熱熔岩を出すような噴火をする場合には，必らず数日前から異常が観測され，その傾斜方向は北やや東よりが下り，それが元に復するか，あるいは復しつつある途中で噴火が起り，伸縮は傾斜と平行して，上下は縮み，水平は伸びる．

以上のようなことから連続観測，あるいは測定を再々繰返し，火山活動と地盤変動との関係をさらにくわしく研究することによつて，噴火の予知，あるいは予測する可能性は充分にあると思われる．

5. 火山地域の重力異常

北大理　横　山　　泉

まず，現在までに知られた火山地域の重力異常を列挙する．すなわち，屈斜路湖（横山，田島，その他），阿寒湖（横山，田島，その他），昭和新山周辺(早川，その他)，富士山（横山，田島），浅間山(坪井，その他)，大島（横山，田島），阿蘇（坪井，その他），鹿児島湾周辺（横山，国土地理院），Mono 地方 (Pakiser, Press, その他)，Etna (Morelli) で

の観測結果である．同時に，火山噴火に際して観測された重力場の変化の唯一の例，1950–51 年の三原山噴火に際しての観測結果（早川，その他）を示す．

次に，各火山での異常についてそれぞれ吟味を行なう．カルデラにおける重力異常は誠に顕著である．また，その異常残差に正，負の両場合があることは，地質学的知見と対応している．そこで各カルデラにおける重力異常の分布から，それぞれの地下構造を推論する．それらの結果は，一つの例外もなく同じ様相である．また，妥当な仮定のもとに，重力異常からカルデラにおける質量欠損を推算できることを示す．

現在までカルデラの成因について，いくたの仮説が提起されているが，今後，この問題については，以上のような地球物理学的解釈を考慮すべきであろう．

要するに，火山地域の重力異常を調べることは，地磁気変化，重力変化，あるいは地殻変動の観測によつて，火山噴火の予知を行なう基礎として，また，それらの現象を解釈するためにも重要なことであろう．

一 般 講 演

6. 桜島の火山性微動について

京大理 渡辺 晃・江頭 庸夫

1960 年8月中旬より約2週間にわたり，桜島南岳の周囲五点（引ノ平，春田山，野尻，黒神，高免）をえらんで，火山活動と密接な関係をもつ，浅い火山性地震（B型）および連続的な微動を対象にして，その伝播方向，伝播速度などを測定した．これには水平動地震計 (Sassa C type) 11 個を E.T.L. の増巾器および三栄測器の 30 cps の電流計につないで使用した．結果の主なる点を次に示すと，

1) B型地震と連続的微動とは，その伝播方向および速度については，ほぼ同様な結果が得られた．すなわちB型地震が頻発すれば連続的微動と見做されるのではないかと思われる．

2) 水平面上の波の軌跡をみると，Rayleigh type の振動をする．すなわち伝播方向を含む面内の振動をする．これは上下動成分を記録しなかつたので，すぐに Rayleigh 波であるとは結論できない．

3) 微動源は現在活動している南岳より少し北方へずれて，北岳近傍であると思われる．またこの震源から出た微動が，構造線上の旧火口で二次的に微動を発生していると思われるが，これは資料が少ないので，次の問題としたい．

4) 各点での振巾一周期のヒストグラムを作ると，その最大値 (G) を示す周期は 0.25 秒より 0.38 秒にばらつき，各点での震源よりの距離および観測期間との間にはつきりした相関はみられない．次に頻度分布を調べると，周期 0.2 秒前後 (F_1) と 0.28〜0.34 秒 (F_2) の二つの peak がみられる．この F_1 は場所に関係なく，火山活動とともに時間的に変化し，F_2 は各地点により変化するように思われる．すなわち，F_1 は震源の状態を現し，F_2 は path または Layer system によつて決められるとすれば，この場合震源での卓越周期は 0.2 秒前後であると推定される．さきの G をそのまま震源の状態と結び付けるのは適当でないように思われる．

7. 桜島火山における噴火と地震との関係

京大防災研 藤 原 俊 郎

1959 年9月より 1960 年9月までの桜島における顕著な A-Type 地震のうち，島内の少なくも三点以上の観測所において佐々式 200 倍微動計を用いて（一部鹿児島気象台の石本式地震計の記録を借用した）観測された記録より震源位置を求めた．

1959 年 12 月9日 20 時 05 分の地震を島内の4点で観測した記録より，大森常数は 6.0 km/sec となり，これを用いて三点観測による S の明瞭な8箇の地震より震源は火口の北東より北西に到る範囲内の島および北方海におよぶところに分布することが分つた．用いた地震の初期微動継続時間は約5〜1 sec のものである．

なお，1960 年9月以降の爆発は，初期約 10 日間小振巾の地震が続いて後，大振巾の爆発地震が始まつたことが従来と異なる点であり，火口の状態が今までと異なつたものと考えられる．

8. 火山活動に関係する地震の研究（9 報）

気象研 木 沢 綏

微小地震の観測が必要であることはいうまでもないが，歴史に残る巨大な火山活動の地震群の状態を

明らかにすることも，火山活動の性質を知る上に大切な意義を持つ．しかしこれらの計測的資料は少ない．大正3年（1914 年）1月 12 日の桜島の記録的大活動については，大森房吉教授らの報告がある．

今回，桜島の西方約 10 粁にある鹿児島気象台の地震記録を調査する機会を得たので，当時の地震群(1914)の状態をできる限り正確に，かつありのままにお目にかける念願を持つて報告する．

（1） 今日までよく知られなかつた，その時の地震計は普通地震計と称し，倍率は水平両成分とも5倍，上下動は倍率 10 倍，個有周期はいずれも約3秒，重錘の重さはそれぞれ 2 kg であることが判つた．

（2） 上下動の地震記録はP波初動が，いずれも噴火に先行する地震群において，上動に明瞭な記録を示していたことは興味がある．

（3） 水平成分のP波初動は，北西と思われることから活動源は鹿児島市の南東よりに想像される．当時鹿児島市の地震による被害は他処に比べると格段に著しかつたこととも比較されて面白い．

次にラバウルの地震記録でもこれと同じく火山体のすぐ近くの観測で，P波初動は上動を示した例を述べる．Tavurvur 火山の活動はその後に惹き起された．

地震計は主に Wiechert 式3成分と大森式地動計を傾斜計に改造したものを使用した．観測所から見ると Tavurvur の噴火の前は，火口の方が上昇し，噴火後は平静に復したが，次に下降するセンスが，定性的ながら認められた．P～Sは噴火が近付くと次第に短くなる傾向が見えた．

なお，ラバウルは第2次大戦中(1942～1946)，火山活動予知を前提とした地震観測を行なつた．

もちろん火山体を取囲む数点の地震観測の実施を切望したが，当時のラバウルは日夜激戦を続けていたので，一点観測を4年間死守するだけでも容易なことではなかつた．この観測状態と火山群を今後も引続いて紹介する．

9. 浅間山の火山活動の解析（第4報）

軽井沢測　関　谷　溥

前報では Jan. 1949～Oct. 1959 の追分の火山性地震の観測資料と噴煙量の連続観測ならびに噴火の観測資料とから月毎の噴火日の確率を計算し，それぞれの月別の相関係数を求めて回帰平面による予報方式を作り，計算値と実況とを比較検討したが，本報はこのような Jan. 1949～Oct. 1959 の資料から求めた予報方式が，軽井沢測候所の創立以来の1939年までさかのぼつて，どの程度応用できるかをさらに検討した．もつとも 1948 年以前の噴煙量の観測資料は気象観測と同じ1日6回の定時観測のもので，現在の常時観測のものと多少異なり，また1944～1945 年の地震観測は簡単微動計 50 倍のもので，観測地も軽井沢測候所となつている．しかし両者を比較してみると，これらの原因のために定量的な差異はもちろんあるが，定性的には根本的な違いはなく，前の結論から出した所の噴火に2～3カ月先行して計算上の噴火日の確率が急激に大きくなること，計算値の零以下の領域では噴火が起りにくいこともわかつた．

また同じ火山性地震と噴煙量の観測値を使つて，これらと第1報で求めた月別の噴火の機械的エネルギーとの相関関係から追分における月別の大森式70～100 倍地震計で観測した火山性地震数を x，噴煙量階級5以上の月別の発生頻度を y，月別の噴火の機械的エネルギーを E として，同じ月毎の資料で回帰平面の予報方式を作ると，

$$E=-0.093+0.0051x+0.0069y \quad (1)$$

$$\gamma_{Exy}=0.70$$

$$\sigma_{Exy}=0.426$$

となり，

ある月の地震数や噴煙量から翌月の噴火の機械的エネルギー E' を求めると，

$$E'=-0.087+0.0008x+0.0127y \quad (2)$$

$$\gamma_{E'xy}=0.45$$

$$\sigma_{E'xy}=0.538$$

となる．

そして前と同じように 1939 年までさかのぼつて，この予報方式の適用の状態を検討してみると，絶対値が違うだけで定性的には同じような関係であることがわかつた．そして計算値 E，E' のそれぞれの階級で噴火の危険率を求めてみると，計算値が零または負のときは噴火が起つていないが，大きくなるに従つて噴火し易くなり，同時に計算値と実測値との違いが大きくなる．そして 1950 年9月 23

日の大爆発は 10 カ月余り中休み状態を続けて突然大爆発を起した浅間山の最近の噴火としては珍しいものではあるが，噴火前相当期間計算値としての噴火日の確率も，噴火の機械的エネルギーもともに大きく，他の中休みの状態とは明らかに違つていることがわかつた．

そしてこのような資料から計算すると噴火は地震数や噴煙量がある状態に達しないと起りにくいものであるが，限界を超えてしまうと同じような状態で噴火日の確率も噴火の機械的エネルギーもやや不規則な変動をする性質があり，噴火日の確率よりも噴火の機械的エネルギーを求める方がよりむずかしいことがわかつた．

なお本文は気象庁の験震時報に掲載予定である．

10. 高温における火山岩の粘性

北大理 村 瀬 勉

昭和新山ドーム熔岩および大島 1950 年噴出熔岩を約 1500°C まで加熱熔融後，急冷して作られた両熔岩のガラス状態の粘性を 900°～1150°C の温度領域で加熱しつつ，静的に，撓み法によつて測定した．両者の結果は 900～1150°C で殆んど等しく，900°C で約 $10^{9.5}$ poises，1000°C; $10^{8.5}$，1100°C; $10^{7.8}$ で，1150°C では前者は $10^{7.3}$，後者は $10^{6.5}$ であつた．各試料の薄片をつくり，顕微鏡で観察すると，大島熔岩のガラスは，粘性測定のための再加熱によつて結晶が生じていることが判つた．この結晶化のため，すなわち熔融部分の化学成分の変化と，結晶が存在するための力学的影響が原因で，昭和新山熔岩に比し SiO_2 が少ない大島熔岩のガラスの粘性が昭和新山熔岩の粘性と殆んど等しくなり，1100～1150°C で，その結晶が熔け初め粘性が減少すると考えられる．

再加熱による熔岩の粘性―温度において粘性が急減の曲線の外挿と再熔融の粘性―温度曲線との交点は，再熔融岩石を冷却する時初めて生ずる斜長石の融点 (T_l) にほぼ一致することが大島 1950 年熔岩およびそのガラス化した試料樽前岳ドーム熔岩，浅間山鬼押出熔岩についていえる．昭和新山熔岩にこれを適用すれば，含まれる斜長石の最高の融点は約 1250°C となる．

温度 T なるガラス中での結晶の成長速度 ($\dot{G}_T$) と粘性 (η_T) との間には $\dot{G}_T = k(T_l - T)/\eta_T$ および $\dot{G}_{max} = c/\eta_{T max}$ が成立することが実験的に知られている．実験で得た basalt 中の斜長石の線成長速度から $\dot{G}_{max}$ を得，T_l=1250°C とおき $\dot{G}_T$ を得ることができる．これをある温度範囲で積分すれば，その結晶の大きさとなる．以前に報告した斑晶が存在する融体の粘性―温度の関係に，この考えを適用すると，昭和新山熔岩の石基中に存在する最大0.05 mm の斜長石（八木健三による）は約 3 年で成長したことになる．このことは昭和新山のドームが現われる約 3 年前からドーム熔岩は急激な固化が初まつたことを仄めかすものである．

11. 地震（火山性）の最大振巾の頻度分布について

東大震研 茂 木 清 夫

地震の最大振巾の分布については石本―飯田の統計式が成立する．

$$n(a)da = n_0 a^{-m}$$

(a: 最大振巾，n は頻度)

指数 m は構造地震，余震，群発地震および火山性A型地震（震源が深い）等では，1.8 程度のほぼ同じ値を示す．火山性B型地震（ごく浅い火口近傍に起るもの）および爆発地震では m が 2 ないし 4 で大きい値となる．上式で表わされる特徴的な大きさ分布の物理的意味を明らかにするために，岩石その他の物質内に生ずる微小破壊を調べた．すなわち花崗岩供試体に増加応力を加えた場合に破断に達する前に微小破壊が頻発し，それに伴なつて elastic shocks が発生する．その大きさ分布は上式にしたがい m は 1.8 となる．軽石のごとき非常に不均質なものではやはり上式が成り立つが，mが大きく 2～3 となる．一方，松脂やガラスのごとき緻密な物質では微小破壊の先行は見られず，直ちに破断し，上式は成立しない．ところが，このような緻密質の松脂やガラスでも，著しく不均一な応力を加えた場合に生ずる shocks では上式が成立する．結局，石本―飯田の統計式が成立するためには，物質が不均質であるか，外応力が十分不均一分布を示すか，あるいは両者であるかによつて，物質内における応力分布が十分不均一であることが必要であることがわ

かる．二，三の簡単な仮定のもとで，mは物質内の破壊の進行が停止する確率に相当すること，したがつて応力分布の不均一度に相当するものであることが導かれる．このような岩石その他の物質の結果にもとづいて地殻がかなり不均質構造を示し，それが花崗岩塊と類似のものであること，火山地震のB型地震等の起る火口近傍は，極めて不均質状態にあり，また外応力も不均一なものであることが推定される．また，石本一飯田の統計式が成立つごときものでは必らず微小なる前震を伴なうことが推定される．

12.　九重大岳3号噴気井内の水位変動

京大理　湯　原　浩　三

九重山麓大岳地熱地帯にある九電3号噴気井は深さ 900 m まで掘さくされたものであるが，現在は深さ 230 m のところで閉塞しており，噴出量もわずかである．調査の結果，噴気井内の深さ約 65 m のところに水位があり，上下に激しく，しかも比較的規則正しく変動していることが判明した．変動周期は 85 秒ないし140秒，振巾は 4 m ないし 7 m で日によつて異なる．温度は水面で約 100°C，深さ 230 m で 183°C であり，途中深さ 90 m 附近で，そこの静水圧に対する飽和温度になつている．したがつてこの深さでの沸とうが水位変動の原因となつていると思われる．この沸とうに消費される熱エネルギーが，どこから，いかなる方法で運ばれてくるかは末だはつきりわからないが，水位変動の周期や振巾が変つても消費熱量は 5.3×10^2 ないし 5.7×10^2 cal/sec でほとんど変らない．したがつて，周期や振巾の変化は気象条件やその他の外的条件の変化に起因するものと思われる．

13.　支笏噴出物の帯磁について

北大理　鈴　木　建　夫

1.　対象岩石は支笏カルデラの軽石流堆積物．

2.　目的は堆積時の温度を推定すること．

3.　サンプリングは9地点で行ない，総計58個，

4.　帯磁の方向は現地磁場の方向を中心に 34°×20° の範囲にばらつく．

5.　各地点でのばらつきは 20°×15°〜5°×5° であり，帯磁の弱い地点でもばらつきは少ない．

6.　交流消磁を行なつた．その結果は，ほとんどのサンプルは $\tilde{H}=120$ Oe で 95〜85％程度に帯磁の強さが減少するだけであつた．

7.　帯磁の強さは中心から 26 km 附近までは $1.5\sim4.0\times10^{-3}$ lmn/gr，37 km の所で $0.2\sim0.7\times10^{-3}$ lmn/gr であつた．27 km 附近までは熔結している．

8.　サンプルを 600°C まで加熱してある温度から地磁場のなかで冷却したときに得られる帯磁の強さは 600°C で $1.5\sim3.6\times10^{-3}$ lmn/gr，500°C で $0.9\sim1.4\times10^{-3}$ lmn/gr，400°C で $0.1\sim0.5\times10^{-3}$ lmn/gr，300°C で $0.0\sim0.2\times10^{-3}$ lmn/gr であつた．

9.　以上の結果を用いて実際の帯磁の強さを温度に置きかえてみると，

中心から 24 km までは 600°C 以上，

26〜28 km で 600°C±50°C，

38 km 附近で 400°C±50°C である．

10.　26〜28 km の間に熔結部と非熔結部の境界があるので，その境が 600°C±50°C にあたるわけである．

14.　マグマ溜りと地震波線

九大理　中牟田　修・下鶴　大輔

マグマ溜りの深さと大きさは，火山学の根本的問題であつて，二，三の方法で，その推定が試みられている．古くは，比較的浅いところにあると考えられていたが，最近では，相当深く考えられ，また岩漿の生成も，最近の upper mantle の問題にからんで，相当深いところに起因すると考えている人達もいる．われわれは岩漿の生成される場所の問題を一応切りはなして，いわゆる magma reservoir なるものが果して存在し，そしてそれが個々の火山で，どのくらいの深さにあるかという問題を考えてみた．地殻変動，あるいは地磁気の変化から reservoir の深さと大きさの推定が既に試みられているが，地上で測定されたそのような potential 量を用いたのでは，比較的地表に近いものが圧倒的にきいてくるので，もし根元的な magma reservoir が，より深い所（地殻の下）にあれば，その大きさと深さの推定が難しくなる．GORSHKOV はカムチャッカの観測所の地震記象を整理して，ある特定の射出

角でくる地震波の P, S の走時のおくれることから，reservoir として深さ 60 km を結論した．これは大変重要なことであるが，彼の論文には詳細な資料がないので，われわれは，桜島の下を通つてくる地震波の走時を解析して，同じような事実があるかどうかをあたつてみた．その結果をまとめると次のようになる．

1) 鹿児島では，北からの azimuth が 60° 附近からやつてくる波がおくれてくる．

2) 宮崎沖合の比較的浅いところに地震波をおくらせる機巧がある（おそらく porous なため）．

3) 桜島の下に高温なところがあつて，そのなかを通過する P の速度を 1.6 km/sec とすると，そのような部分の長さは 10〜16 km 位の範囲である．

しかし地震波の観測だけからは，速度のおくれが，高温熔融状態にあるためかあるいはグサグサしているためかという criterion はつけ難い．また桜島をえらんだことから，caldera の軽い物質の影響もきいているので，解析した範囲内では GORSHKOV のような明快な結論は得られなかつた．

15. 浅間火山の異質抛出岩類

東大理　荒　牧　重　雄

浅間火山前掛山および釜山の火口から最近噴出された異質抛出物は pyrometamorphism をうけて種々の変成鉱物を含んでいる．鉱物組合せは典型的な sanidinite facies に属する．Mullite や pigeonite が存在せず，sillimanite や hypersthene が生じている事実は，前掛・釜山両火口のマグマの性質と調和している．Sillimanite の化学組成は理想値より Al_2O_3 の過剰を示し，X線のデータもこの鉱物が mullite と sillimanite の中間の性質を持つていることを示している．Cordierite は H_2O に乏しく，飯山などの熱水実験の結果と調和する．しかし，その物理的性質から見て，実験的に脱水した cordierite と異なつた variety のようである．

16. 火山岩中のジルコンに関する研究（第2報）

九州工大　山本　敬・松熊　和子
岡田　正次

安山岩中の微量成分鉱物ジルコンの研究，および玄武岩中のそれに引続き，今回は特に流紋岩および石英粗面岩中のジルコンを取扱つた．

ジルコンを演者の一人，山本の分類にしたがい，a，b，c，d および e の5つの晶相型に分け，また晶癖を富田教授にしたがい，A-M-G 三角図に点示すると流紋岩および石英粗面岩中のジルコンは他の火山岩中の場合と比較して顕著な特徴が認められる．すなわち晶相型では，輝石安山岩中のジルコンが c 型および d 型，角閃石安山岩の場合，d 型，玄武岩の場合，b 型がそれぞれ卓越するものに対して流紋岩および石英粗面岩中のジルコンでは e 型が卓越する(一部では d 型が卓越するものがある)．晶癖では A-M-G 三角図において比較的 G 頂点よりに表示される傾向がみられる．次に伸長比をみるに流紋岩および石英粗面岩中のものでは伸長比 1.6〜2.0 が全体の 60% を占め，2.1〜2.5 の範囲のものが他の火山岩中の場合に比較してやや多い傾向が認められる．

以上述べたごとき母岩の種類にもとづくジルコンの性質の差異は恐らくジルコンの結晶晶出作用が行なわれた時の物理化学的条件の相違に基因するものと思われる．

17. 明神礁 1960 年7月 21 日の噴出岩石

東京水産大　新　野　　弘
東大震研　森本　良平・小坂　丈予

東京水産大学練習船海鷹丸は，1960 年7月21日17時30分頃，明神礁の海底爆発を発見し，それより 17 時 59 分まで約 28 回の爆発を目撃した．翌7月 22 日正午，31°54.0′N，140°08.5′E の位置で漂流抛出岩塊を採集した．この複輝石石英安山岩浮石中には，黒色の安山岩が層状に含まれている．両者を分離して分析した結果を次に示した（地震研究所　小坂丈予・福田知子分析）．

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO
A	57.82	16.89	2.86	5.61	3.57
B	68.49	15.84	0.97	2.58	1.36

	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-
A	7.60	3.08	0.56	0.62	0.13
B	4.20	4.19	0.96	0.89	0.02

	TiO_2	P_2O_5	MnO	Total
A	0.84	0.14	0.17	99.98
B	0.63	0.12	0.12	100.37

A：　安山岩質部分（黒色部）
B：　石英安山岩質部分（白色部）

18.　阿蘇火口の温度変化（常時観測の再開）

九大理　種子田定勝

阿蘇中岳火口の温度変化を常時観測している意義や方法については既に述べた．今回は 1959 年 3 月～7 月の 131 日間の測定結果を報告する．

1.　30 分毎に測温，6 時間毎の平均値，最高値，最低値，毎日の平均値・最高値・最低値を求めて，温度の変化状態を図示した．

2.　最高値は 197°（3 月 20 日），最低値は 44°（7 月 21 日）であつた．

3.　温度は，小変化をくりかえしながら，約 1 カ月毎に大 peak を示した．この peak は 3 月 20 日 196°，5 月 4 日 158°，5 月 27 日 97°，6 月 26 日 107° であつた．

微動振巾（下鶴資料）にも約 1 月周期の変動が認められたが，その山部は，温度の山部（大 peak）よりも 5～10 日ずれて（遅れて）現われている．

4.　6 時間毎の平均値は 1～2 日周期の小変動を，1 日平均値は 2～6 日周期の小変動を示した．微動振巾，地震回数との関係には通性はないようである．ただし，温度の小 peak 時に振巾の変動が著しいようである．

小 peak の高さは，10°～30°，稀に 100° 以上，または 10° 以下であつた．

5.　これらの変化は降雨量（阿蘇山上測候所資料）とは関係がない．

6.　この間，3～5 月は相当数の小爆発が起つた（主に阿蘇測候所阿蘇町観測室による），それは温度 peak 後の降下期に起つている場合が最も多く，ついで peak 時に起り，上昇期にはむしろ稀に起つた．温度 peak の発現（温度上昇開始）を小爆発の前ぶれとみることができる可能性がある．

7.　今後観測点を増し，データの集積を待つて，基本的問題を検討した上，マグマの性状や，爆発予知の問題まで考察できれば幸いである．

19.　浅間火山の地質

東大理　荒牧重雄

浅間火山の形式順序は次の通りである．1）成層火山，黒斑山（輝石安山岩）の形成．2）侵蝕．3）黒斑山の東半分の破壊→泥流堆積物．4）仏岩熔岩流および小浅間円頂丘（角閃石輝石石英安山岩）の噴出．5）2 回の軽石流（輝石石英安山岩）の噴出．6）それに前後して南北方向の地溝状の陥没．7）成層火山前掛山（輝石安山岩）の形成．8）その最後の大規模な活動として天明 3 年の噴火．

特に注目すべきことは pyroclastic flow の噴出が数多くあつたことである（確認されたもの 9 回）．それらの性質を比較すると，さまざまな種類の pyroclastic flow があることがわかる．pyroclastic flow の噴出は浅間火山に限らず日本の火山一般に普遍的なものかも知れない．

20.　妙高火山の pyroclastic flow

金沢大　山崎　正男・中西　信弘
山崎　哲夫

妙高火山の中央円頂丘（妙高山，海抜 2446 m）形成のさいに pyroclastic flow が流出し，大田切川火口瀬を通つて東方山麓に流下した．

現在その堆積物は二本木北方および楡島（にれ）附近まで追跡され，分布面積 32 km²，体積 0.6 km³ と概算される．その他南麓杉野沢方向に流下した別の流れもある．燕温泉附近で flow の堆積物中に，火山灰等の降下堆積層が数層認められる．これは flow の流出が間けつ的に繰返えされたことを示す．Flow 堆積物は外来岩片に乏しく，緻密で角張つた本質岩塊と，それと同質の火山灰質 matrix よりなる．岩質は hypersthene-hornblende andesite で，まれに quartz, augite の斑晶を含み，化学成分上からも中央円頂丘熔岩と同質である．この flow は，軽石流に比し magma の粘性はより大であるが，Mt. Pelée の熱雲に比べれば magma の量が多く，荒牧（1957）の分類では中間型に層する．

21.　愛知県設楽盆地第三紀火山活動

東大理　久野　久

中新世中期ないし後期に，南西方から浸入してきた海に礫・砂・粘土の順序に堆積作用が行われ，堆

積作用の終りの頃から火山活動が起つた．最初は現在の設楽盆地南部に多量の流紋岩を噴出し（鳳来寺山），また盆地中央よりやや北寄りに，安山岩の火山角礫岩を多量に噴出した．これにつづいて珪長質輝石安山岩，つぎに多量の石英安山岩熔岩を流出した．活動の後期には鳳来寺山一根羽を結ぶ南北線上に平行岩脈群が貫入し，かつこの線上に数個の小火山体（古町高山等）が噴出した．岩脈および小火山体は主として高アルミナ玄武岩ないし安山岩よりなる．これとほぼ同時に盆地北縁部に輝石安山岩（同じく高アルミナ玄武岩系）の小火山体（茶臼山その他）が噴出し，また盆地北部に無数のアルカリ玄武岩岩床が貫入した．岩床のあるものは玄武岩から粗面岩に至る分化を行なつている．

22. 桜島火山を主とする本邦火山の岩石化学的考察（1 研究法の提案）

九大理 種子田定勝

1. 研究法の提案 各火山について噴火毎に「初生噴出物」の性状がどう変わつてきたかを，詳細に追究する．これと，地質学的，化学的，物理学的研究結果とをあわせて考察することによつて，その火山の生いたちを知り，将来の活動をも推定する手がかりを得ようとする．

2. 桜島について 活動経歴，熔岩噴出期の間隔，各活動期の活動点の移動・熔岩の化学的性質の変化傾向，マグマ溜りの深さ，大きさと冷却との関係などを検討すると，「桜島の噴火は地下深部の比較的大きなマグマ溜りから，南岳直下のやや浅いところにある比較的小さなマグマ溜りに，マグマが補給されて，結晶作用ならびに分化作用を行ないながら変化して，ある段階に達する毎に噴火したものであり，浅所のマグマ溜りは有史時代を通じて，漸次上昇したものである」と推定される．化学的性質については，Total FeO–Total Alkalies–MgO 図において，比較的酸性岩から比較的基性岩に向うときは，直線コースを辿るのに，その逆の場合には，FeO 側に曲つた曲線コースを辿ることに注目した．Linkage factor–Mg/Mg+Fe 図についても検討した．

3. 本邦の各火山の研究えの適用 一段階として，Total FeO–Total Alkalies–MgO 図によつて，わが国のほとんどすべての火山について，現在の知識にもとずく，一応の分類表を作つた．取扱つた火山は，姶良，阿蘇，十和田，屈斜路，アトサヌプリ，摩周，利尻，北海道大島，有珠，樽前，大雪，十勝，イルムケップ，浅間，富士，天城，男体，女峰赤薙，草津白根，榛名，伊豆大島，両子，雲仙，霧島，諏訪之瀬，硫黄島などであるが，それらの多くはデータがきわめて不十分であるので，今後の努力が要請される．

23. Tholeiitic magma の成因

東大理 久城育夫

SiO_2 に過飽和な tholeiitic magma は upper mantle を構成する peridotite の，enstatite の分解熔融を含む部分熔融によつて導かれ得る．このことは久野その他（1957）によりすでに述べられている．筆者は enstatite の分解熔融におよぼす圧力の影響を近似計算と YODER and TILLEY (1959) の実験結果を基にして調べた．その結果 enstatite の分解熔融は約 10,000 気圧で消滅することが推定される．これより tholeiitic magma は地下約 35 km 以深では生じ得ないことになる．Tholeiitic magma をより深い mantle より導く他の可能性は幾つか考えられるが否定される．したがつて tholeiitic magma は大洋地域では 35 km 以浅の mantle の部分熔融によつて生じ，大陸地域では mantle においては生じ得ず，地殻の下部を構成する basaltic layer の全体熔融によつて生じる．この仮説は，大洋，大陸地域の tholeiitic basalt の化学成分をかなり良く説明すると思われる．

24. 岩木火山熔岩の化学組成

東北大理 河野義礼・門脇 淳
青木謙一郎

岩木火山は弘前市西方 14 km の位置にあり，海抜 1625.2 m の成層火山である．本火山の基盤は新第三紀中新世の凝灰岩およびシルト岩とこれを不整合に覆う第四紀洪積世の凝灰岩，砂岩および礫岩である．更にこれらを不整合に覆う段丘堆積物とほとんど同時期に，岩木山の活動がはじまり，その時代は洪積世末期と考えられる．活動の初期には多量の輝石安山岩質火山角礫岩類を噴出し，山体の大部分

を形成し，その後に輝石安山岩の熔岩を流出している．活動の末期には角閃石輝石安山岩が噴出し，中央火口丘を形成した．

本火山の代表的な試料9個について化学分析を行なつた．SiO_2 は 55～64％の範囲を示すが，山体の大部分を形成する熔岩は 56～61％である．最近行なわれた鳥海火山帯熔岩 37 個の平均と岩木火山熔岩とを比較すると，後者は SiO_2 に乏しいものでは Total FeO が多く，Al_2O_3, MgO に乏しく，SiO_2 に富むものでは Al_2O_3, MgO が多い．また本火山はアルカリ，特に K_2O に乏しいのが特徴であり，鳥海火山帯平均に比し，Na_2O は 0.2，K_2O は 0.5％少ない．MgO–Total FeO–Na_2O+K_2O 三角図に示すと，いずれも紫蘇輝石質岩系火山岩のフィールドに点示され，鳥海火山帯のものとしては最も FeO に富む位置を占める．

25.　堆積火山灰の風化についての 1，2 の問題

東大震研　小坂　丈予・森本　良平

栃木県今市—鹿沼間の火山堆積層中の微細部分に含まれている粘土鉱物につき精査した結果，同地域の文挾，赤行以北ではすでに報告したように，上部の“七本桜層”，“今市層”は allophane よりなり，その下の上部ローム層，“鹿沼層”，下部ローム層は hydrated-halloysite が含まれているが，同地以南では七本桜，今市両層はなく，上部ローム層，鹿沼層は allophane であり，下部ローム層は hydrated-halloysite を含むが，その下の“満美穴層”は allophane のみであつた．

この鹿沼層のように，同一の起源で同じ時期に噴出堆積したと思われる一つづきの bed でも，南と北とではその含有する粘土鉱物の組成が異なるのは，どのような理由によるものかを考察した．第1にはこの組成粘土鉱物の変る境界線より北の地域は，日光男体山の末期噴出物といわれている七本桜層と今市層におおわれているが，それより南の地域ではこれを全く欠いていることである．それゆえこの地方ではこれら浮石層の堆積が，その下の層の hydrated-halloysite 化の促進に影響をあたえているように思われる．このことは上述の2層を欠く南方地域でも，鹿沼浮石層におおわれたその下の下部ローム層が hydrated-halloysite 化していることからもうかがわれる．

またこれら各層のほとんどのものの化学組成は，いづれも SiO_2 と $Al_2O_3+Fe_2O_3$ との分子比が 2:1 で変りなく，推定される原岩の化学成分とは著しく異なつたものである．すなわちこれらの火山灰の風化の過程では，まず化学的変化が速やかに進行し，ついで allophane から hydrated-halloysite への移化が行なわれることを示している．このあとの段階でさきに述べたような地域的に見られる風化の差異が生じたものであろう．

この地方の allophane は，前述のごとく SiO_2:($Al_2O_3+Fe_2O_3$)=2:1 であり，各種の組成範囲を有する allophane のうちでは最も hydrated-halloysite に近いものである．このことは，当地の allophane がきわめて hydrated-halloysite に移化しやすいものになつているのであろうと想像される．

このような火山灰の風化の進行にあたつて見られる差異は，その降下時の状況や堆積環境の変化などを考察する上にやくだつであろう．伊豆大島の堆積火山灰についても，同様の研究を行いつつあり，その結果の一部をも予報した．

26.　岩手火山の噴気の化学成分

都立大理　野口喜三雄・一国　雅己
岩手大学芸　後　藤　達　夫

東岩手火山は貞享3年3月3日および享保4年正月に大噴火し，それ以後活動を休止している．著者等は昭和 35 年7月および9月山頂の噴気の化学成分を調査したるに山頂爆裂火口の火口底ならびにその外側東斜面に高温の噴気があり，その温度は最高 360°C を越えた．一般に 90～100°C 附近の噴気孔には硫酸アルミニウム，硫酸鉄，いおう等の結晶が多量に生長しているが 140～205°C の噴気孔には塩化アンモニウムが綺麗な昇華物となつて析出しているのを見出した．この塩化アンモニウムを分析したるに重量百分率では No. 1 は Cl^- 65.9 (理論値 66.3)，NH_4^+ 33.5 (理論値 33.7)，SO_4^{2-} 0.0，Br^- 0.15、B 0.000 水に不溶物 0.1，No. 2 は Cl^- 66.1，NH_4^+ 33.4，SO_4^{2-} 0.0，Br^- 0.21，I^- 0.0003 B 0.000 水に不溶物 0.1，No. 3 Cl^- 66.3，NH_4^+ 33.6，SO_4^{2-} 0.0，Br^- 0.14，I^- 0.0003，B 0.000

水に不溶物 0.1 等の値を得た．

また噴気の温度および化学組成については，No. 1，温度 183°C，容積百分率 H_2O 98.2，CO_2 1.48，H_2S 0.117，SO_2 0.152，HCl 0.0185，NH_4Cl 0.00167，その他 0.039，No. 2 温度 144°C，H_2O 98.3，CO_2 1.46，H_2S 0.109，SO_2 0.0817，HCl 0.0376，NH_4Cl 0.00181，その他 0.00981 等の値を得た．

27. 火山ガスの研究（続）

東工大　岩崎　岩次・小沢竹二郎
吉田　稔・岩崎　文嗣
鹿児島大　鎌田政明

従来演者らは，火山ガスの化学組成，その変化，あるいは地域的差異，温度の関連等を主として研究してきたが，ある噴気孔，あるいは噴気孔群，もしくは火口等からのガス成分の噴出総量については，その測定の必要は認めながらも，ガスの噴出量の測定ないしは推定が困難であるため，十分な吟味を行なうことができなかつた．

清野政明氏によつて本邦の二，三の噴気孔からの火山ガスの発散量（H_2O として）が測定されたが*，同氏のとり上げた大部分の噴気孔は演者らによつてその化学組成，H_2O とガスとの比などが明らかにされているものである．

したがつてガスの噴出量が，清野氏の測定したときと，演者らの測定したときとでそう変らないとすると，各噴気孔からのガス成分の噴出量が計算できる．

さてガス成分の噴出量が推定できたとしても，その噴気孔群に近接して温泉（一般には酸性泉）が湧出しているときには，その湧出量，そのなかに溶存している火山ガスに関連あると思われる成分の噴出量もあわせて測定し，ガス噴出量とともに考察しなければならない．

演者らは以上の方針にしたがつて，噴気孔あるいは温泉をともなう噴気孔群からの種々の成分の噴出量を求めてみた．

次に示すのはその一部であり，これをもとにして種々の議論を行なうことが可能である．

たとえば Cl の噴出量だけからみると，噴気孔でも活動中の火口からの噴出量に比し得る Cl 量を噴出していることもあり，岩石圏から気圏へのこれらの成分のうごきを考える場合，十分考慮せねばならない．ともかくも種々の成分について，この方法により検討をすすめて行くこと．これを火山ガスの研究に残された課題の一つとしたい．

		Cl の噴出量		
		ton/year	kg/min	測定及び推算
活動中の火口	Kilauea 火山**	3×10^4		黒田和夫
噴気孔	Valley of Ten Thousand Smokes**	1.3×10^6		Zies
〃	雌阿寒岳大吹	3.3×10^4	6.2×10	小沢竹二郎・鎌田政明他
〃	昭和新山亀甲岩	1.3×10^2	2.4×10^{-1}	同上
酸性泉をともなう	玉川温泉**	1.4×10^4	2.7×10	鎌田政明・小沢竹二郎他
噴気孔群	川原毛温泉***	5.1×10^3	1.0×10	同上

* 火山，第2集，3，128 (1959)

** 比較のため従来知られている測定値をあげた．

*** 温泉水に溶存して噴出するものが大部分である．大吹より下流の温泉水と，大吹より上流，東沢，務沢等をあわせて一つの噴気孔群として取扱つた．温泉水の Cl 濃度湧出量は若干変化するが，これは 1960 年 10 月の値である．

28. 降下火山灰の変朽度について

東大震研　小坂丈予

降下直後の火山灰が新鮮かどうかということを，示差熱分析，X線，化学分析などで検討した．その結果，大部分の降下火山灰は未風化な火山岩の微細片といえるものであつたが，1959 年2月17日霧島火山新燃岳の噴火のさい降下した火山灰は著しい変朽をうけていた．このほか浅間火山，阿蘇火山，明神礁などの火山灰のなかにもかなり変朽をうけているものもあつた．さらに桜島火山の各時期におけ

る噴出火山灰の多数の試料について，検討した結果では，長い休止期の直後に噴出した火山灰は，かなり変朽をうけており，一方噴火が継続すれば変朽をあまりうけていない新鮮な火山灰が降下することも判明した．この事実は，長期の噴火休止期間中に，火口附近に堆積した火山灰などが，噴気その他の作用で変朽をうけ，これがその後の噴火によつて吹きとばされて降下したものと解釈される．

このことは，百数十年も噴火を休止していた，霧島火山新燃岳の噴火では一層明らかであつた．すなわち，新燃岳山頂火口附近に厚く堆積する火山灰変朽粘土について同様の調査を行なつたところ，前述の 1959 年 2 月 17 日の降灰中の粘土と全く類似のものであつた．

それゆえ，平常火口附近に集積しているこの種の変朽粘土の調査が充分行なわれているならば，噴火のさい，その降下火山灰について，変朽度やその種類の判定を行なうことによつて，ある程度そのときの噴火の状況や規模，経過などの推定を行なうことができよう．

火山における火山灰や岩石の変朽現象，ならびにその生成物については，これまでにも多くの研究がなされている．演者はここにそれらの知識を整理して，主として自分らが実際取扱つた資料のなかから，これらの現象をいくつかの型に分類し，それぞれの実例をあげて概報した．その各々の詳細はまた機会をあらためて順次発表して行く予定である．

なお，この研究に使用した降下火山灰の蒐集にあたつては，多くの方々の御協力を賜わつたことを特につけ加えたい．

国際測地学地球物理学連合 12 回総会
国際火山学会出席報告

1960 年 7 月 26 日から 8 月 6 日の間，フインランド国ヘルシンキ市において開催された．久野は主として火山学関係の部分に出席した．下記は火山学部会における決議事項である．

1. 1961 年および 62 年に Symposium を行なう（添付の英文参照）．1961 年 10 月にはイタリー国カタニアにて，"Formation of ignimbrite, hyaloclastite and related deposits" という題目のもとに討論会および見学旅行を行なう予定であるが，これは日本にも広く分布する熔結凝灰岩および海中に流れた熔岩 hyaloclastite の形成機構を論ずるのが目的である．カタニアにおける討論会の前に，約 7 日間，イタリー各地を廻つて，現地見学および討論を行なう．会後，フランス中部の火山地方を見学する．

日本の火山に非常に関係深い問題であるし，また，イタリーでは ignimbrite に関係してウラニュームや水銀の鉱床があり，この点でも鳥取県の人形峠のウラニューム鉱床や，奈良県水銀鉱床に類似点があり，日本の火山学者の多数の参加が望まれる．

1962 年 5 月 21 日～6 月上旬（この会期は 1～2 週間早められるかも知れない）には東京，浅間，箱根，大島，北海道，九州で別紙（日本で印刷）のごとき日程のもとに討論会および見学旅行を行なう．この計画は IAV では大変好評であつて，ぜひ参加したいという人が多数あつた．

以上の 2 案は IUGG でも承認され，できれば費用の補助もしようということになつた．もし費用の補助があれば，イタリーの Symposium にはニュージーランドの J. Healy および日本から久野久が招待されることになつており，また，日本へはイタリーの A. R. Rittmann およびオランダの R. W. Van Bemmelen が招待されることになつている．

なお，これらの Symposium に提出された論文は，すべて Bulletin Volcanologique に印刷されることになる．

2. "Bulletin of Volcanic Eruption" の出版．

世界各地で起る火山噴火の消息をできるだけ速かに交換する目的をもつて 1 年に 4 回以内 "Bulletin of Volcanic Eruptions" を出版することになつた．各国の火山学者から，それぞれの国内での火山噴火の消息を一定の形式に従つて久野のところに報告し，久野はこれをまとめて印刷し，各国の火山学者に配布する．この費用は，もし日本火山学会の承認が得られれば，同会で負担できるかも知れないと久野が述べたのに対し，各国代表から大変感謝された．その代り，この出版物（英文）は日本火山学会出版物として，雑誌"火山"に毎号掲載し，さらに日本火山学会からの contribution として Bulletin Volcanologique にも附録として附することになつた．詳細は久野に一任されているので，久野は帰国後日本火山学会にはかつて，その承認を得る予定であり，かつ来年度の文部省よりの出版補助金をも申請する予定である．

3. 1960～1963 年度の IAV の役員決定

President A. Rittmann（イタリー）

Vice President V.I. Vlodavetz（ソ連）
G.A. Macdonald（米国）

Secretary F. Penta（イタリー）

Assistant F. Evrard（ベルギー）

Chairman I. Section of Active Volcanoes: M. Neuman Van Padang（オランダ）

II. Section of Physics of Volcanoes: G. Gorshkov（ソ連）

III. Section of Physical Chemistry of Magmas: 久野　久（日本）

IV. Section of Paleovolcanology: Gèze（フランス）

4. IAV の会則 (Statutes および By-laws) が決定された．

今後，会の運営は大変スムースに行なわれるであろう．

IAV SYMPOSIA IN 1961 AND 1962

The International Association of Volcanology is planning to have the following two Sym-

posia:

1) Formation of ignimbrites, hyaloclastites and related deposits.
2) Prediction of time and place of volcanic eruption and relation between magmas and nature of volcanic eruption.

The International Association of Volcanology asks for recommendation from the Union to UNESCO for financial support.

I

Symposium at Catania (Sicily) in October, 1961, during 9–10 days

on

Formation of ignimbrites. hyaloclastites and related deposits

Despite the fact that these deposits are found throughout the world in great quantities, the mechanism of the eruptions producing them has not been well studied up to the present. The eruptions of the ignimbrites are by far the most dangerous volcanic phenomena.

A discussion of their mechanism and their possible occurrence in certain regions is of great importance for the population. So is also the relationship of certain economically interesting deposits of U- and Hg-ores and of volcanic steam the origin of which is related to ignimbrites. The hyaloclastites are formed by submarine extrusions of basic magmas during which the sea water reacts with the lavas. The study of these interactions is especially important for oceanography, because they add to the ocean a series of substances changing the conditions of life and lead also to the formation of important deposits of iron- and manganese ores.

As both ignimbrites and hyaloclastites are very well exposed in Tuscany and Sicily, respectively, the town of Catania with its Department of Volcanology and Etna Observatory has been chosen as the place of the symposium.

The symposium will start with an excursion of ca. 6 days from Pisa or Siena to Catania where the last 3–4 days will be reserved for discussions.

It is recommended to invite prof. H. Kuno (Tokyo) and Dr. J. Healy (New Zealand) as speakers and to assist them financially. The papers read on the symposium will be published in the "Bulletin Volcanologique" of the IAV.

The expected attendance from abroad will be about 40 scientists. In connection with the Catania symposium, several excursions are being planned to the most important volcanic regions of Italy and France. These excursions will be made at the expense of the participants. They will be guided by experts of the areas concerned.

II

Symposium in Japan in May–June, 1962

on

Prediction of time and place of volcanic eruption and relation between magmas and nature of volcanic eruption

Prediction of time and place of volcanic eruptions is a subject not only of scientific interest but also of practical importance for the people of the densely populated volcanic areas such as Japan, Indonesia and Italy. The nature of volcanic eruption, being largely determined by the character of the magmas which cause the eruption, has an important bearing on the problem of protecting human life from the disaster. These are the main reasons why the subject is taken up by IAV for the symposium in Japan.

The detailed plan of the symposium is given in a separate paper in a printed form.

It is recommended that prof. A. Rittmann

(Italy) and prof. R.W. van Bemmelen (Netherlands) will be invited as speakers financially assisted by the UNESCO.

The papers will be printed in "Bulletin Vocanologique" of the IAV.

We expect about 40 scientists to attend the symposium from abroad.

PLAN OF SYMPOSIUM ON VOLCANOLOGY IN JAPAN IN 1962

National Committee on
Geodesy and Geophysics,
Science Council of Japan
(Tokyo, July 1960)

The Science Council of Japan is planning, subject to the final approval of the Japanese Government, to organize a symposium on

"Prediction of time and place
of volcanic eruption"

and on

"Relation between magmas
and nature of volcanic eruption"

to be held in Japan from May 21 through June 1, 1962.

Members of the International Association of Volcanology will be invited to the Symposium when the official decision is made on it.

A tentative schedule of the session and field trips is as follows:

May 21. Lv. Tokyo for Asama Volcano, visiting Volcano Observatory and exposures of pre-historic and historic pumice flow and nuees ardentes deposits.

22. Return to Tokyo.

23—26. Symposium in Tokyo.

27. Lv. Tokyo for Hakone Volcano, visiting exposures showing the the structure and history of this deeply dissected caldera.

28—29. Symposium and geologic excursion at Hakone.

30. Lv. Hakone for O-sima (O-shima) Island, visiting Mihara-yama, an active cone.

31. Symposium and excursion at O-sima.

June 1. Return to Tokyo.

After the formal session, participants may join one of the following field trips in early June:

a) Trip to active volcanoes on Hokkaido Island. 5 days.
Tokyo—Komaga-take Volcano—Usu Volcano, including Syowa-sin-zan (Showa-shin-zan) dome and Toya Caldera—Noboribetu (Noboribetsu) Spa—Tarumai Volcano and Sikotu (Shikotsu) Caldera—Sapporo.

b) Trip to active volcanoes on Kyusyu (Kyushu) Island. 5 days.
Tokyo—Sakura-zima (Sakura-jima) Volcano—Aso Caldera and active central cone—Hukuoka (Fukuoka).

The volcanoes to be visited during and after the session are of special interest to volcanologists, geophysicists, petrologists, and geochemists.

All communications concerning the symposium should be addressed to:

Dr. Kiyoo Wadati
Science Council of Japan
Ueno Park, Tokyo, Japan

学　会　記　事

○委 員 会

1960 年7月 15 日（金）10 時
東京大学地震研究所会議室
議題
1. 秋季大会を 10 月 24～26 日に名古屋大学で開き，10 月 27・28 日に愛知県設楽地方に見学旅行を行なうことを決定した.
1. その他

○委 員 会

1960 年 10 月 24 日 9 時 30 分～11 時

○総　会

1960 年 10 月 24 日 11～12 時
名古屋大学理学部化学教室
議題
1) 1962 年度国際シンポジウムに関する件
2) Bulletin of Volcanic Eruptions に関する件
3) 雑誌"火山"第3巻大島特集号の販売価格に関する件
4) 会計報告（諏訪委員）
以上委員会の原案通り可決した.

○秋季大会

1960 年 10 月 24～26 日
名古屋大学理学部化学教室

○野外見学旅行

1960 年 10 月 27～28 日
愛知県設楽盆地の第三紀火山岩類を久野久氏の案内で見学した．参加者約 40 名，好晴に恵まれた.

昭和35年11月30日発行　　発行年3回

定価1部　金300円

編集兼発行者　**日本火山学会**

（東京大学地震研究所内）

入会希望者は会費500円を添えて地震研究所内日本火山学会宛御申込み下さい

（振替口座東京22229）

印刷所　株式会社　国際文献印刷社　笠井康頼

東京都新宿区山吹町 184

Vol. 5 Second Series No. 2

BULLETIN
OF THE
VOLCANOLOGICAL SOCIETY
OF JAPAN

November 1960

THE VOLCANOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN
c/o The Earthquake Research Institute,
University of Tokyo, Tokyo, Japan